



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER EN GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RECURSOS GEOLÓGICOS
Especialidad en Procesos y Dinámica de la Litosfera

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO EN EL NE DEL CARIBE

Cristina Granado Pérez
MADRID, CURSO 2009 – 2010



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER EN GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RECURSOS GEOLÓGICOS
Especialidad en Procesos y Dinámica de la Litosfera

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO EN EL NE DEL CARIBE

Cristina Granado Pérez
MADRID, CURSO 2009 – 2010

Califico el Proyecto como “Apto”.

TUTORES: Dr. Andrés Carbó Gorosabel y Dr. Alfonso Muñoz Martín

AGRADECIMIENTOS

A mis directores de proyecto el Dr. Andrés Carbó Gorosabel y el Dr. Alfonso Muñoz Martín, por brindarme la oportunidad de aprender tanto con ellos y de ellos.

Al Dr. José Luis Granja, por dedicarme parte de su tiempo ayudándome a resolver mis dudas en el duro mes de Julio.

A D. Antonio José Olaiz Campos por dejarme un hueco en su despacho durante algunos meses.

A mis compañeros de Master, porque sin vuestra compañía y apoyo este caluroso verano de trabajo hubiese sido menos llevadero. EL QUE PERSEVERA VENCE.

A mi padre, porque sin su apoyo hubiese sido imposible llegar hasta aquí. Espero que estés orgulloso de mí.

A mi madre, porque te siento a mi lado en cada paso que doy. Allí donde estés, gracias por cuidarme.

ÍNDICE

Pág

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS.....	1
2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y MARCO GEOLÓGICO.....	3
2.1 Placa Caribe	3
2.2 Origen de la Placa Caribe.....	5
2.3 El borde norte de la Placa del Caribe.....	8
2.4 Borde NE de la Placa del Caribe.....	9
3. ANTECEDENTES Y MODELOS TECTÓNICOS.....	15
4. METODOLOGÍA.	17
4.1 Sistemas de navegación y posicionamiento.....	17
4.2 Batimetría.....	17
4.3 Gravimetría.....	19
4.3.1 Fundamentos.....	19

4.3.2	Enlace con las redes terrestres.....	24
4.3.3	Instrumentación.....	24
4.3.4	Adquisición de datos.....	25
4.3.5	Procesado de datos.....	25
5.	TRABAJOS REALIZADOS.....	28
5.1	Cálculo de anomalía de Bouguer con batimetría multihaz.....	28
5.2	Realización del mapa de anomalía de Bouguer.....	28
5.3	Procesado en el dominio de frecuencias.....	29
6.	RESULTADOS.....	31
6.1	Análisis del mapa de anomalía de Bouguer.....	31
6.2	Análisis del mapa de la primera derivada vertical.....	34
6.3	Análisis de los mapas filtrados.....	36
6.4	Análisis de los mapas Regional y Residual obtenidos mediante prolongación analítica.....	40
7.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	43
8.	BIBLIOGRAFÍA.....	45

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La complejidad tectónica y estructural del área de interacción entre las placas del Caribe y Suramérica ha hecho de ésta una zona con mucho interés para la comunidad científica.

En concreto, en la zona que nos atañe, el borde NE de la Placa del Caribe, a pesar de todos los estudios realizados en los últimos 50 años, aún no se ha conseguido un modelo geodinámico que sea capaz de integrar todos los elementos tectónicos que aquí se observan.

En el marco de los proyectos GEOPRICO-DO (2005) y CARIBENORTE (2009), se han llevado a cabo investigaciones de la estructura de la litosfera en el borde NE de la Placa Caribe, desde la Cresta de Beata hasta el Pasaje de Anegada, por métodos de perfiles sísmicos de refracción y reflexión de gran ángulo, sísmica de reflexión multicanal, campos potenciales (gravedad y magnetismo) y batimetría mediante sonda multihaz.

Durante el mes de abril de 2009, se realizó la adquisición de datos del proyecto CARIBENORTE. Se desplegó una red de 340 estaciones sísmicas portátiles en la República Dominicana, distribuidas en 4 perfiles sísmicos, uno E-W y tres N-S. Además de esos equipos, se fondearon 16 sismógrafos de fondo oceánico (OBS) en los márgenes Norte, Este y Sur de la Española. La red de estaciones sísmicas terrestres y los OBS registraron los disparos de aire comprimido realizados a intervalos de 90 segundos, por el Buque de Investigaciones Oceanográficas (BIO) HESPÉRIDES (Fig. 1), así como tres explosiones subterráneas de 1000 Kg, en tres posiciones seleccionadas para este proyecto, en las cordilleras Central y Oriental.

Para el estudio que nos atañe, se han utilizado datos gravimétricos de las campañas: CARIBE NORTE (2009), GEOPRICO-DO (2005) y PRICO (1997); y además se han utilizado los mapas de anomalías gravimétricas de Bouguer de la República Dominicana y Puerto Rico (SISMIN, USGS), para orlar los datos gravimétricos marinos obtenidos con el BIO Hespérides, debido a su homogeneidad instrumental, su enlace a las redes terrestres, y a su calidad contrastada.

En el presente trabajo el objetivo es realizar un análisis del campo potencial gravitatorio en el N de la Placa Caribe, concretamente en la zona de contacto entre las

Antillas Mayores (La Española y Puerto Rico), para caracterizar desde el punto de vista gravimétrico el citado margen. Para alcanzar este objetivo principal resulta necesario alcanzar una serie de pasos y/o objetivos secundarios:

- Recopilación bibliográfica de trabajos relacionados con estudios de geología y geofísicos en la zona del Caribe.
- Integración de los datos gravimétricos de las campañas PRICO (1997), GEOPRICO-DO (2005) Y CARIBE NORTE (2009), en una base de datos georreferenciada.
- Reducción de los datos gravimétricos, hasta obtener las anomalías gravimétricas.
- Elaboración de mapas gravimétricos de anomalías de Bouguer y su interpretación.
- Análisis espectral de los datos en 2D y filtrado de los mismos para separar las anomalías locales y regionales.
- Procesado en el dominio de frecuencias de los mapas de anomalías de Bouguer para caracterizar los diferentes dominios y límites geológicos.
- Interpretación de los mapas obtenidos.
- Discusión y conclusiones.



Figura 1. Buque de Investigación Oceanográfica "Hespérides"

2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y MARCO GEOLÓGICO

La zona objeto de estudio se sitúa en el borde NE de la Placa del Caribe. Debido a que el marco geotectónico de esta zona es extremadamente complejo, el estudio lo vamos a abordar primero desde el conjunto de la Placa del Caribe y a continuación centraremos la atención en la zona NE de la Placa del Caribe.

2.1 Placa Caribe

La Placa Caribe se sitúa aproximadamente entre las longitudes 60° y 90° O y entre las latitudes 10° y 20° N. Esta placa ocupa un área de 4.000.000 Km², es una de las de menor tamaño. Se extiende desde América Central en su límite O hasta las Antillas Menores en su límite E, y desde el S de Cuba hasta el N de Sudamérica. (Fig. 2)

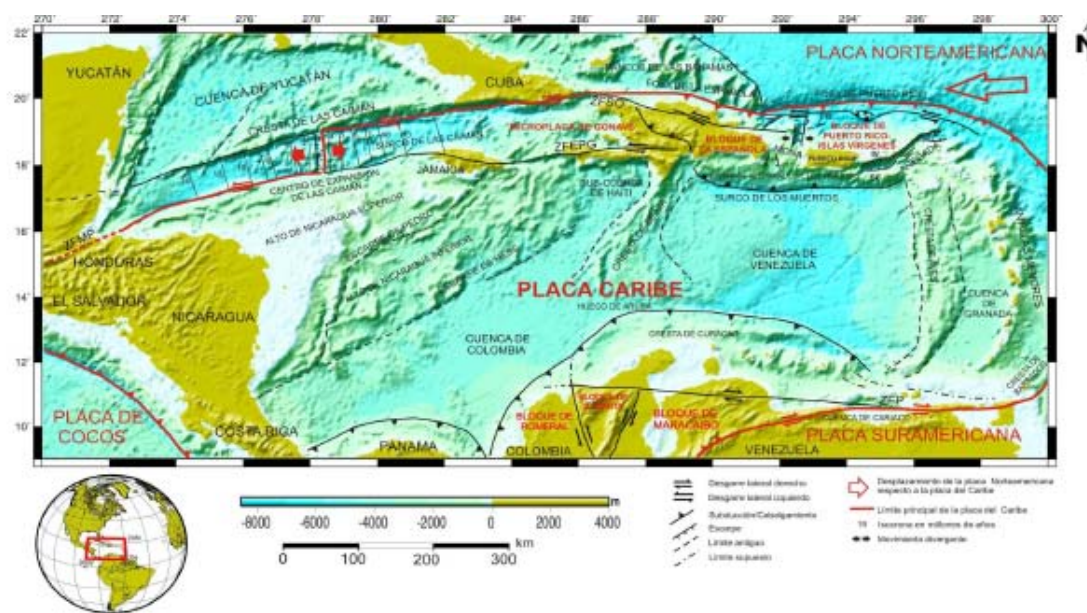


Figura 2. Marco tectónico esquemático de la Placa del Caribe (modificado de Case y Holcombe, 1980; Case et al., 1990; Dolan y Mann, 1998; ten Brink et al., 2004, 2005; Mann et al., 2005; Granja, 2008).

La Placa del Caribe interacciona con cuatro placas tectónicas: la Placa Norteamericana al N y E; la Placa Sudamericana al S y E; la Placa de Nazca al SO; y la Placa de Cocos al O. Estos límites se caracterizan por la alta actividad sísmica, y el vulcanismo activo (arco volcánico de las Antillas Menores y Centroamérica) (Fig. 3)

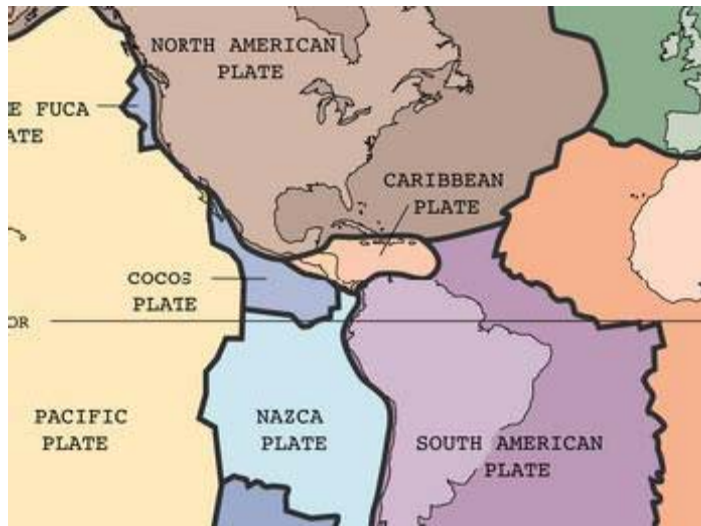


Figura 3. Situación de la Placa Caribe con respecto al resto de placas.

La Placa Caribe se mueve con respecto a la Placa Norteamericana en sentido 70°NE, a una velocidad de 18 a 20 mm/año (Mann et al., 2002). El límite que se genera entre ambas placas es transcurrente lateral izquierdo que se manifiesta mediante sistemas de fallas de desgarre.

Las placas de Cocos y Nazca presentan un movimiento NE-E con respecto a la Placa del Caribe con una velocidad 59-74 mm/año (DeMeto et al., 1994); generando la zona de subducción Centroamericana.

La Placa Caribe se mueve con respecto a la Placa Sudamericana a una velocidad media de 20mm/año, con sentido 68°-90° hacia el E (Weber et al., 2001). El límite es convergente, donde se desarrolla la zona de subducción de las Antillas Menores. Sin embargo en el borde sur se observa variación en el sentido de movimiento, puesto que se produce una deformación distribuida entre zonas transpresivas, transtensivas y sistemas de desgarre lateral derecho.

El resultado de la interacción de regímenes tectónicos diferentes en un mismo borde de placa es la formación de microplacas y bloques tectónicos (Byrne et al., 1985. Mann et al., 1995. Jasnma et al., 2000). Al norte tenemos las microplacas de Gonave y la Española, y el Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes. Al sur están los bloques de Maracaibo, Romeral y Panamá (Mann et al., 1999).

Dentro de la Placa del Caribe quedan vestigios de posibles límites antiguos de placa que actualmente se comportan como crestas rígidas y carentes de actividad sísmica, como la Cresta de Beata.

La Placa del Caribe está constituida principalmente por rocas que van del Cretácico hasta el Holoceno. La mayor parte de la Corteza que conforma la Placa Caribe es de tipo oceánico, con un espesor de entre 12 y 15 Km (Diebold y Driscoll, 1999; Mauffret y Leroy, 1997), se dedujo mediante sísmica de refracción y reflexión.

En el Caribe, la corteza oceánica presenta un engrosamiento superior en 3 a 5 Km con respecto al espesor medio de las cortezas oceánicas de edad similar. Estas características se presentan como consecuencia de su proceso de formación; emisión de flujo basáltico e intrusión de sills (80 Ma). Sobre este basamento se depositaron más de 2 Km de sedimentos. Estos rasgos son parecidos a los de los Plateau oceánicos del Pacífico tanto en extensión como en edad y composición química (Burke et al., 1978).

2.2 Origen de la Placa Caribe

El origen y evolución de la Placa Caribe es un tema en constante revisión y cambia con la aportación de datos nuevos. Existen dos corrientes de pensamiento respecto al origen y evolución, que han derivado en dos modelos evolutivos.

-Origen Pacífico: esta teoría propone que la Placa del Caribe se formó en alguna región del océano Pacífico y fue transportada hasta su posición actual por medio de diferentes procesos tectónicos (Pindell and Kennan, 2001).

Al principio se planteó que la placa estaba asociada a un punto caliente en las Galápagos, pero la teoría fue evolucionando y proponiendo un origen más cercano al límite oeste de la actual Colombia.

La teoría también se enfoca en un presunto cambio abrupto de buzamiento en la zona de subducción al oeste del borde de placas, de un buzamiento en dirección esta a uno en dirección oeste (en el Aptiense), convirtiendo el joven Arco de Islas Intra-Americano en el Gran Arco del Caribe. Pindell (2005) argumenta como causa del

cambio de dirección de buzamiento la falta de compresión característica de las zonas de subducción, debido a la expansión del Atlántico para ese periodo. (Fig. 4).

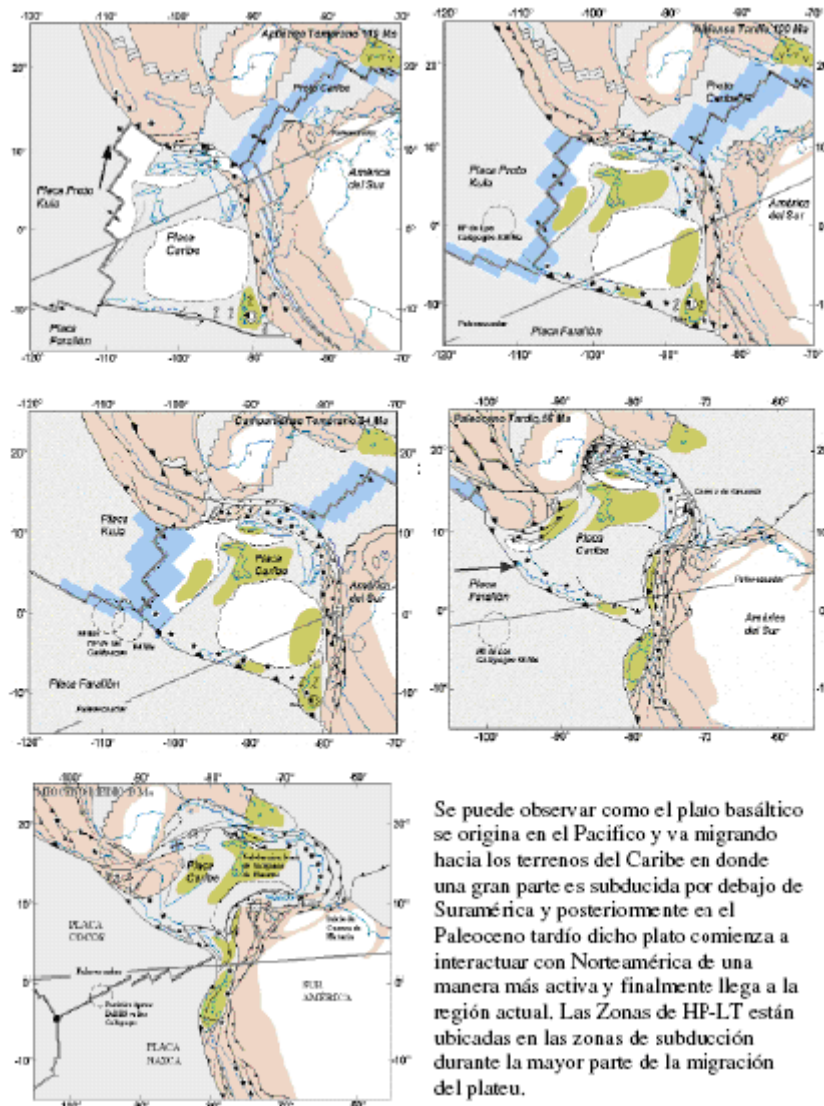


Figura 4. Evolución del Caribe, modelo Pacífico (modificado de Pindell and Kenan 2001. Tomado de Ávila, 2005)

-Origen in-situ: propone la formación de la Placa del Caribe en un punto más cercano entre las dos Américas, producto de la expansión oceánica entre ambas, Meschede (1998) y Donnelly (1994) entre otros. (Fig. 5)

El proceso de deriva continental está indicado por un eje de expansión NE-SO entre Norteamérica y Suramérica, que se extiende hacia el Atlántico Central al E y entre las placas Farallón y Fénix al O.

En base a latitudes paleomagnéticas obtenidas se propone un modelo en el cual los complejos ofiolíticos toman una posición casi intramericana a lo largo de su

evolución, que por sus edades y posiciones se consideran como parte de la placa Proto-Caribe, y sugiere que la expansión en el océano del Caribe terminó aproximadamente hace 100 Ma (Albiense Tardío) debido a la formación del Plateau basáltico del Caribe y al comienzo de la expansión en el Atlántico Sur. Probablemente hasta el Campaniense, el Plateau de basalto engrosó y endureció la corteza del Caribe (Donnelly, 1994).

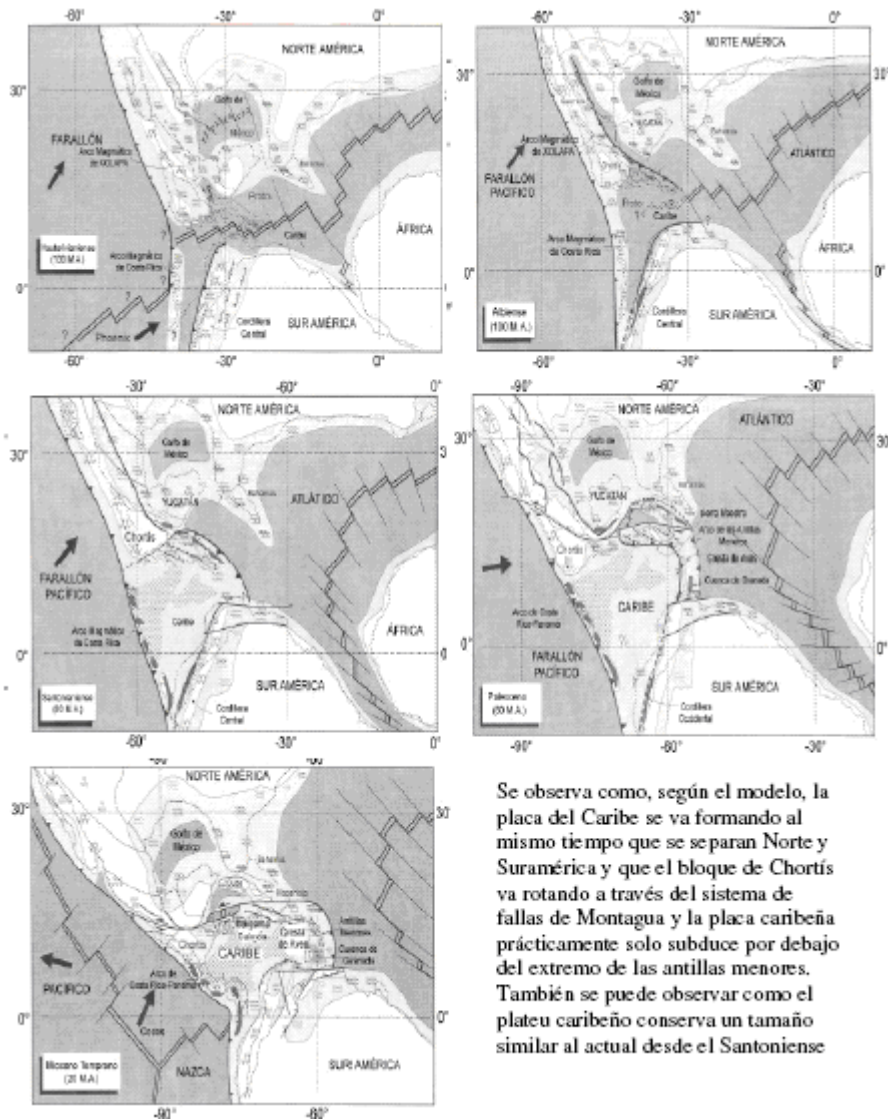


Figura 5. Evolución del Caribe, modelo Inter- Américas (modificado de Meschede an Barreto, 1998. Tomado de Viera, 2005)

2.3 El borde norte de la Placa del Caribe

La zona límite entre la Placa Caribe y la Placa Norteamericana es una franja sismogénica de entre 100 y 250 Km de ancho, con deformación desarrollada a partir de desgarres sinestrales principalmente.

El elemento estructural dominante en la parte oeste de límite norte de la Placa Caribe es el Centro de Expansión de las Caimán. Es una cuenca generada por una dorsal oceánica de escasa longitud pero que ha producido una cuenca oceánica de unos 100 Km de ancho (Fig. 6)

Al oeste del Surco de las Caimán, la anteriormente mencionada cuenca oceánica se constriñe y converge hacia una estrecha franja de desgarres sinestrales llegando a enlazar con la zona de subducción Centroamericana.

Al este del Centro de Expansión de las Caimán; en Jamaica, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, el límite de placas es especialmente ancho, con una zona sismogénica de unos 250 Km de ancho; con presencia de desgarres sinestrales y fallas inversas. Existe una doble zona de sismicidad comprendida por dos franjas sísmicas:

- la franja sísmica del norte, se encuentra en la zona de Falla Septentrional-Oriente y en el contacto con el offshore entre el Banco de Las Bahamas y La Española.

- la franja sísmica del sur, se sitúa en la zona de Falla Enriquillo-Plantain Garden (responsable del terremoto de Haití del 12 de Enero de 2010) al oeste de La Española y en el cinturón deformado de Los Muertos al sur de La Española.

Existen zonas de convergencia oblicua al NE de La Española y en la parte oriental de Fosa de Puerto Rico; y de divergencia en la Cuenca de las Caimán y el Rift de Mona. Según Mann et al. (2002) debido a este movimiento relativo de placas, la máxima convergencia oblicua se produce en el NE de La Española (Haití y República Dominicana) donde se manifiesta la colisión de la corteza engrosada de la plataforma carbonatada de las Bahamas con el arco de islas caribeño.

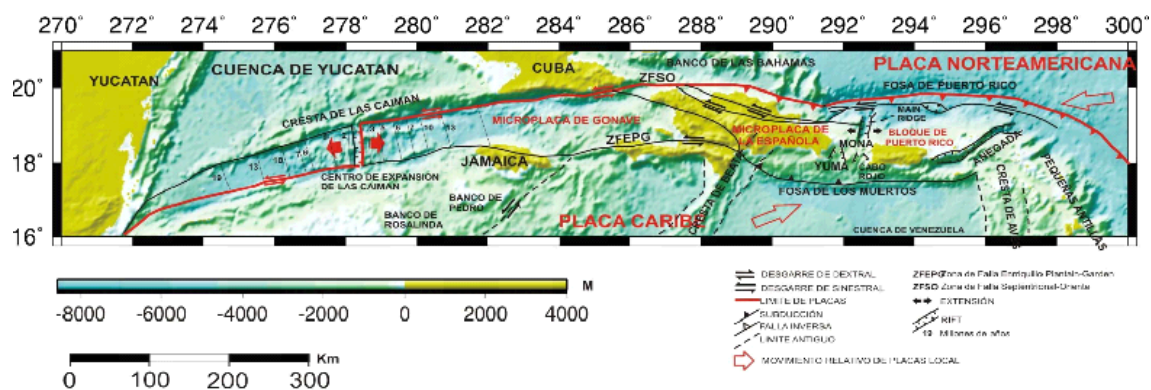


Figura 6. Marco tectónico del borde norte de la Placa Caribe, adaptado de Mann et al (1999) y ten Brink et al (2004), tomado de Granja (2005).

El modelo de tectónica en microplacas activas para la zona norte de la Placa Caribe fue planteado por vez primera por Byrne et al. (1985) a partir de la propuesta de un proceso de doble subducción o subducción opuesta. Actualmente se acepta la existencia de la Microplaca de Gonave (Mann et al., 1995), la Microplaca de La Española (Byrne et al., 1985) y el Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes (Jasnma et al., 2000). Cada microplaca posee límites activos y presentan movimiento diferencial tanto en tasas como en dirección de desplazamiento dentro del ancho límite norte entre la Placa Caribe y la Norteamericana.

2.4 Borde NE de la Placa del Caribe

El área de estudio se encuentra entre las longitudes 74° y 60° O y latitudes 16° y 21° N , que corresponde al NE de Puerto Rico e Islas Vírgenes y al sur de La Española y Puerto Rico.

Debido a la gran complejidad estructural de la zona, para poder describirla será necesario abordar el tema desde los aspectos de la batimetría, gravimetría, cinemática y sismicidad (Fig. 7).

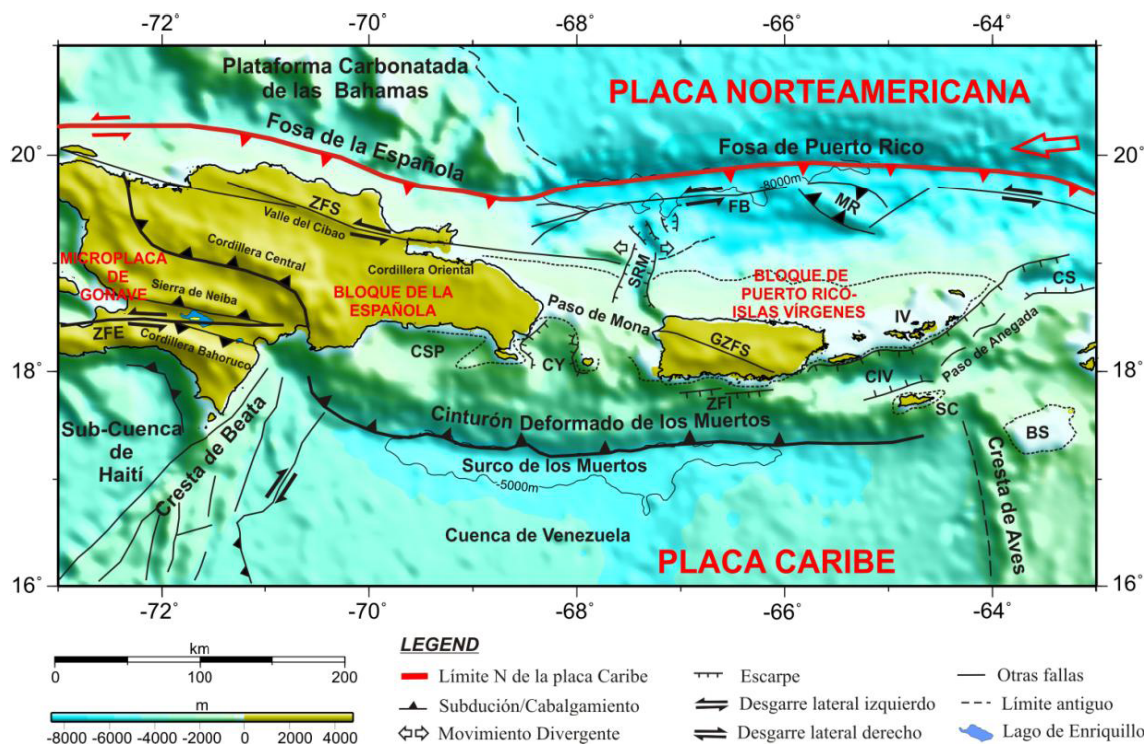


Figura 7. Marco tectónico del borde NE de la Placa Caribe, adaptado de Mann et al (1999) y ten Brink et al (2004), tomado de Granja (2005).

Batimetría: esta zona presenta una batimetría irregular, consecuencia de la gran complejidad estructural. Existen altos gradientes batimétricos, por ejemplo, en la Fosa de Puerto Rico se encuentra el punto de mayor profundidad del Océano Atlántico (-8340 m) y en La Española la Cordillera Central supera los 3000 m de altura (Fig. 8).

Existen diversos rasgos destacables en esta zona:

- Sistemas de rifts activos, como el Rift de Mona, con localización entre La Española y Puerto Rico, que está formado por un rift principal a unos 5000 m de profundidad y otros secundarios más profundos (-8000 m) (Lopez-Venegas et al, 2008).
- Los Bancos Carbonatados de las Bahamas, con desniveles de 5000 m.
- Plataforma carbonatada que en la costa N de Puerto Rico presenta una inclinación de 4° y alcanza un veril de -4000 m y sin apenas deformación.

- Salto batimétrico muy brusco, de 4000m, en el paso desde la Fosa de Puerto Rico a la Fosa de La Española.
- La Fosa de los Muertos acaba bruscamente hacia el O, contra la Cresta de Beata.
- Sistema de crestas y cuencas asociadas al proceso de subducción de la Placa Norteamericana bajo la Placa Caribe.

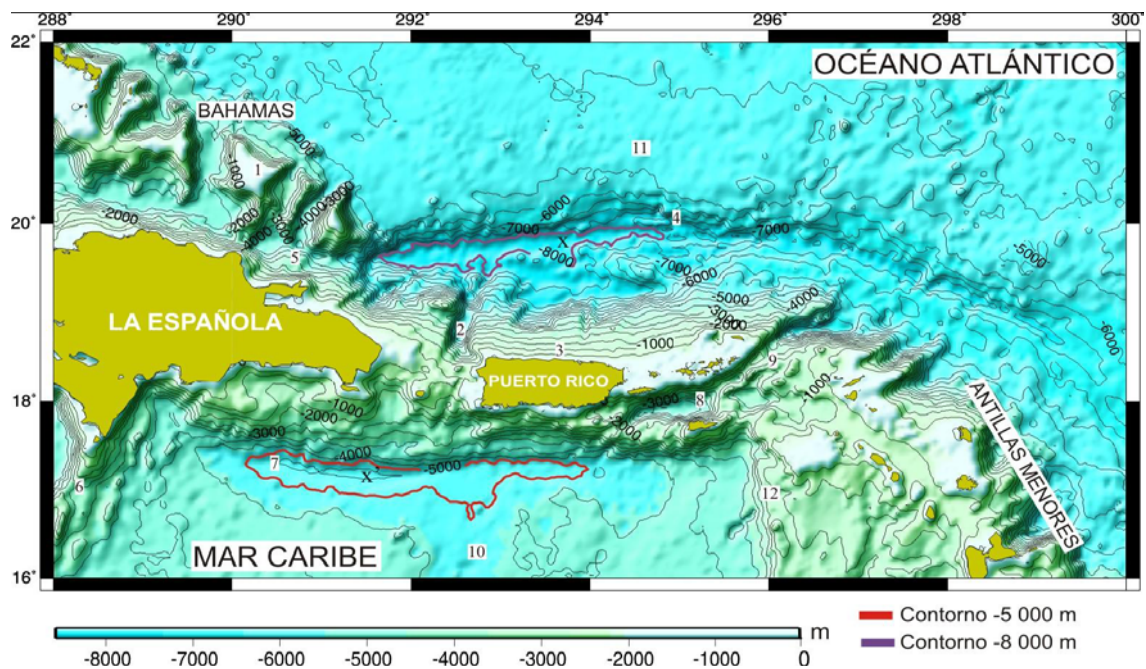


Figura 8.. Mapa batimétrico con datos de satélite interpolados a 2 minutos (Smith y Sandwell,1997). Contornos cada 500 metros. Contorno de -8 000 m en la Fosa de Puerto Rico y contorno de -5 000 m en el Surco de los Muertos. X marca la zona de mayor profundidad de la Fosa de Puerto Rico -8.340 m. X' marca la zona de mayor profundidad en el Surco de los Muertos -5 550. 1) Bancos de las Bahamas. 2) Sistema de Rift de Mona. 3) Plataforma carbonatada depositada sobre el arco-isla desde el E de La Española hasta las Islas Vírgenes. 4) Sistemas de cuencas y crestas en la Placa Norteamericana. 5) Fosa de La Española. 6) Cresta de Beata. 7) Surco de los Muertos. 8) Cuenca de las Islas Vírgenes. 9) Paso de Anegada. 10) Cuenca de Venezuela. 11) Llanura abisal Atlántica. 12) Cresta de Aves.

Gravimetría: en la zona de ante arco de la Fosa de Puerto Rico se da la mayor anomalía de aire libre de la Tierra (-350 mGal). Entre la menor anomalía de Bouguer de la corteza oceánica de la Placa Caribe y la de la Placa Norteamericana hay una gran diferencia, lo que explicaría las peculiaridades tectónicas en sus zonas de interacción. (Fig. 9).

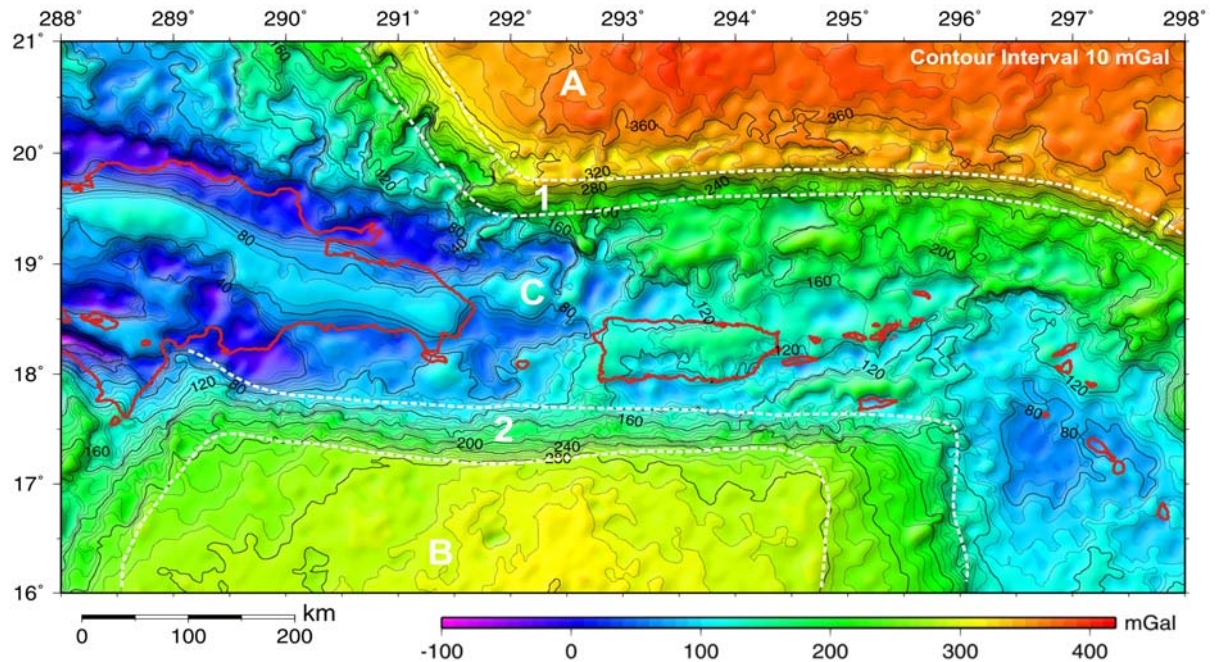


Figura 9. Mapa de Anomalía de Bouguer del contacto NE entre la Placa Caribe y la norteamericana (Muñoz Martín et al., 2008)

Cinemática: a partir de estaciones GPS distribuidas a lo largo de la zona, se ha observado que La Española se mueve con velocidad de 4-17 mm/año, en dirección de movimiento de 80° con respecto a la Placa Norteamericana; esto apoya la teoría de la existencia de la Microplaca de La Española (Byrne et al., 1985). (Fig. 10).

La Española sufre un retraso en su desplazamiento hacia el este con respecto a la Placa Caribe, debido a la colisión con el Banco de las Bahamas, que interrumpe la subducción.

Por otra parte, el bloque formado por Puerto Rico, Antillas Menores y la zona sur de la Zona de Falla de Enriquillo, se mueve con una tasa de 18-20 mm/año; luego la Falla de Enriquillo puede constituir un límite de placas (Calais et al., 2002).

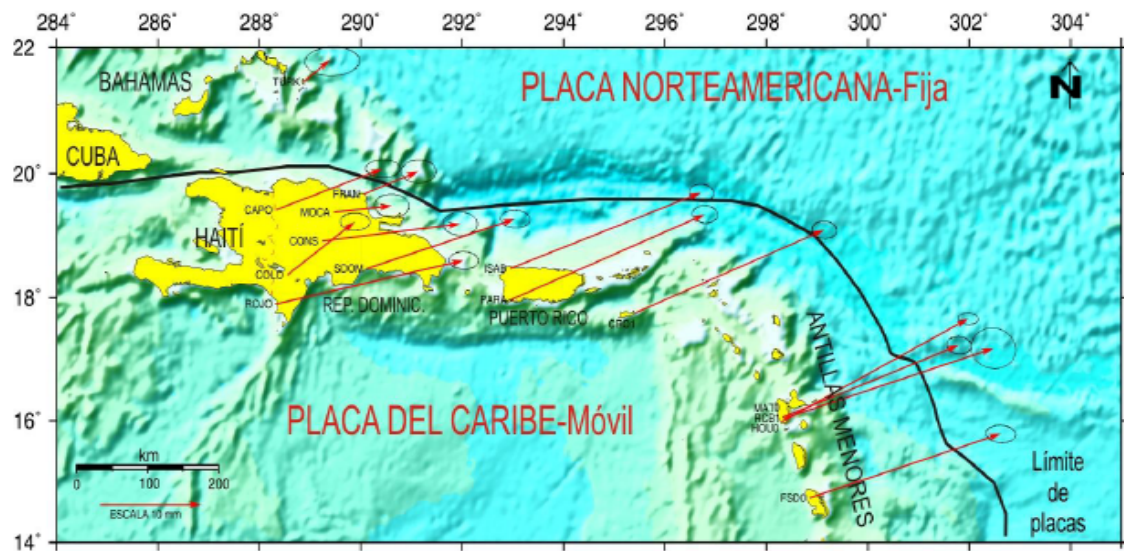


Figura 10. Mapa de tasa de movimiento relativo y azimut derivado de GPS (modificado de DeMets et al., 2000 y Mann et al., 2002). Las flechas indican el azimut y la magnitud del movimiento en milímetros, ver escala. Las elipses nos dan el grado de incertidumbre en 2D.

Sismicidad: existe registro histórico de grandes terremotos en la zona norte de la Placa Caribe (Fig. 11). La mayor parte de los sismos se sitúan en el borde de placas, donde las profundidades focales no superan los 70 Km; en cambio los eventos aislados se caracterizan por alcanzar los 250 Km de profundidad.

En la Antillas Menores se observa un aumento de la profundidad de los eventos hacia el oeste, donde se define una zona de Benioff que representa la subducción de la litosfera oceánica atlántica por debajo del arco de islas.

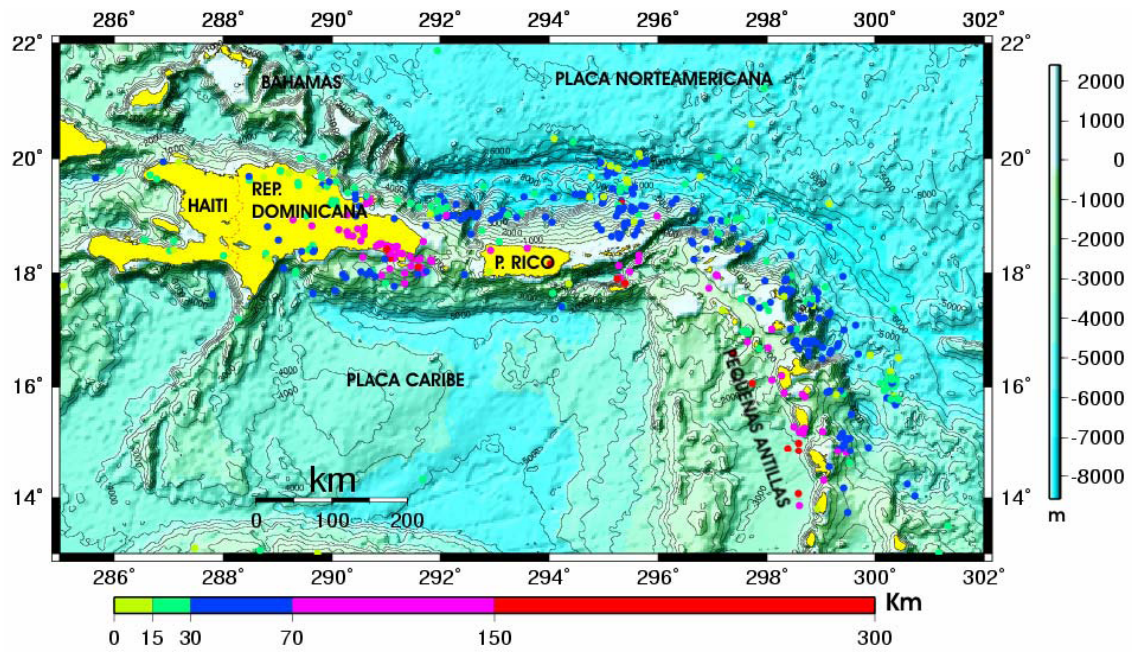


Figura 11. Mapa Sismológico. Batimetría de Smith & Sandwell (1998), contornos cada 1000 metros. Se representan los datos del catálogo de Engdahl et al (1998) actualizado hasta diciembre de 2004. Los círculos indican la relocalización y el color indica la profundidad en Km. Las magnitudes de este catálogo $M_s > 4.5$.

3. ANTECEDENTES Y MODELOS TECTÓNICOS

Con el fin de dar una explicación al contexto tectónico, la evolución geodinámica y la estructura cortical de la Placa del Caribe, se han propuesto diversos modelos desde mediados del siglo XX; de los cuales se citan los más relevantes a continuación.

El primer modelo del cual se tiene constancia fue llevado a cabo por Talwani et al (1959), que partiendo de datos de sísmica de refracción y datos gravimétricos observan que debajo de la isla de Puerto Rico la profundidad alcanza los 30 Km, debajo de la fosa llega a los 20 Km, al alejarse de estas zonas la profundidad disminuye, y hacia el sur presenta un mayor engrosamiento cortical.

Edgar et al. (1971), Ludwig et al. (1975) y Burke et al. (1978). Según estos autores se hablaría de una corteza engrosada a lo largo de su evolución por procesos volcánicos y plutónicos, dando lugar a una corteza con menor densidad que una corteza oceánica. Esto va a hacer que se comporte de manera más rígida frente a la deformación tectónica y ofrece más resistencia a la subducción.

Byrne et al. (1985) proponen un proceso de subducción en la Fosa de los Muertos, donde la Placa Caribe en su movimiento relativo hacia el norte estaría subduciendo debajo de la Isla de Puerto Rico. A partir de este trabajo se empieza a hablar de un límite de placas difuso al norte de la Placa Caribe y una posible tectónica de microplacas.

Dillon et al. (1996) proponen un modelo tectónico de arqueamiento y acortamiento N-S en el arco de isla. El arqueamiento afecta a la plataforma carbonatada (desde La Española a las Islas Vírgenes) y en la isla de Puerto Rico aflora el núcleo del arco, ya que es la zona más elevada. Se propone un proceso de convergencia cortical N-S para la formación de este arqueamiento, que está relacionado con la subducción bipolar de la Placa Caribe, que en el Surco de los Muertos tendría menor ángulo y en la zona de contacto en profundidad ejercería una carga sobre la Placa Norteamericana provocando que ésta aumente su ángulo de subducción, y se produce la subsidencia de la fosa de Puerto Rico.

Dolan et al. (1998) proponen un modelo en el que el proceso de colisión se produce de esta manera: la litosfera caribeña está inclinada hacia el Norte y la litosfera

norteamericana inclinada hacia el Sur. El choque que se produce en el manto superior, genera una mayor inclinación de la litosfera norteamericana como resultado de la placa caribeña.

Van Gestel et al. (1998), mediante estudios de sismica de reflexión en la plataforma carbonatada, argumentan que el área desde Puerto Rico a las Islas Vírgenes presenta un arqueamiento Este- Oeste y acortamiento Norte- Sur. El arco es resultado de la interacción en profundidad del choque de la Placa Caribe y la Placa Norteamericana, y en el núcleo aparecen rocas del basamento de Puerto Rico. En el choque, la Placa Caribe tiene una inclinación menor y carga sobre la Placa Norteamericana que se flexiona más provocando una subsidencia de 4 Km en la Fosa de Puerto Rico.

Jansma et al. (2000), a partir de datos GPS tomados en estaciones situadas en el límite de placas y zonas estables intraplaca, definen los movimientos de traslación y rotación del bloque de Puerto Rico- Islas Vírgenes dentro del límite de placas. Determinan que para este bloque un comportamiento rígido y presenta un movimiento independiente del resto de las placas colindantes y acomoda gran parte de la deformación en la fosa.

Mann et al. (2002) A partir de datos GPS obtenidos en la zona NE de la Placa Caribe, indican que Puerto Rico-Islas Vírgenes y las Antillas Menores se mueven como un solo bloque con dirección 070°, al igual que la Placa Caribe. Sin embargo en La Española tanto el azimut como la tasa de movimiento son distintos, y como consecuencia sufre un retraso en la zona de contacto, con respecto al resto de la placa. Estas diferencias se acomodan en el Paso de Mona donde se está produciendo desde el Neógeno un rifting E-O con una tasa de apertura de 5mm/año.

4. METODOLOGÍA

En la elaboración del presente trabajo se han utilizado datos batimétricos y gravimétricos que se han adquirido durante las campañas PRICO (1997), GEOPRICO-DO (2005) Y CARIBENORTE (2009). El tratamiento de estos datos se ha llevado a cabo aplicando la metodología clásica utilizada en estudios de geología y geofísica marina (Jones, 1999).

4.1 Sistemas de navegación y posicionamiento

Toda información tomada durante las distintas campañas debe estar perfectamente georreferenciada, por lo que es fundamental disponer de sistemas de posicionamiento muy precisos.

El sistema GPS, si opera de modo autónomo ofrece una precisión de $\pm 10\text{m}$, por lo que es necesario disponer de correcciones diferenciales de validez local. A bordo del B.I.O. Hespérides se han utilizado dos sistemas de GPS diferencial Seapath 200L y ASTEC 3DF a los que se les ha insertado correcciones diferenciales de forma continua, utilizando para ello una red de estaciones de referencia emplazadas en tierra.

Los datos de posicionamiento se extraen y procesan diariamente, lo que facilita la tarea de edición de los datos gravimétricos.

4.2 Batimetría

Las ecosondas son instrumentos de investigación oceanográfica empleados para obtener datos batimétricos de alta resolución y simultáneamente, valores de reflectividad acústica del fondo oceánico.

Su funcionamiento se basa en la emisión de un número variable de pulsos acústicos polarizados, que al alcanzar el fondo del mar son devueltos hacia la superficie y recibidos por los transductores del barco (Fig. 12). A partir de la diferencia de tiempo que han tardado los haces en recorrer la distancia que separa el barco del fondo del mar y la propagación del sonido en el agua se determina la profundidad del fondo en el área que se va cubriendo según las derrotas del barco. Es importante,

cuando se trabaja con sonda multihaz, tener un buen control del perfil de velocidad del sonido en el agua, ya que a partir de este parámetro la ecosonda va a transformar el tiempo en profundidad.

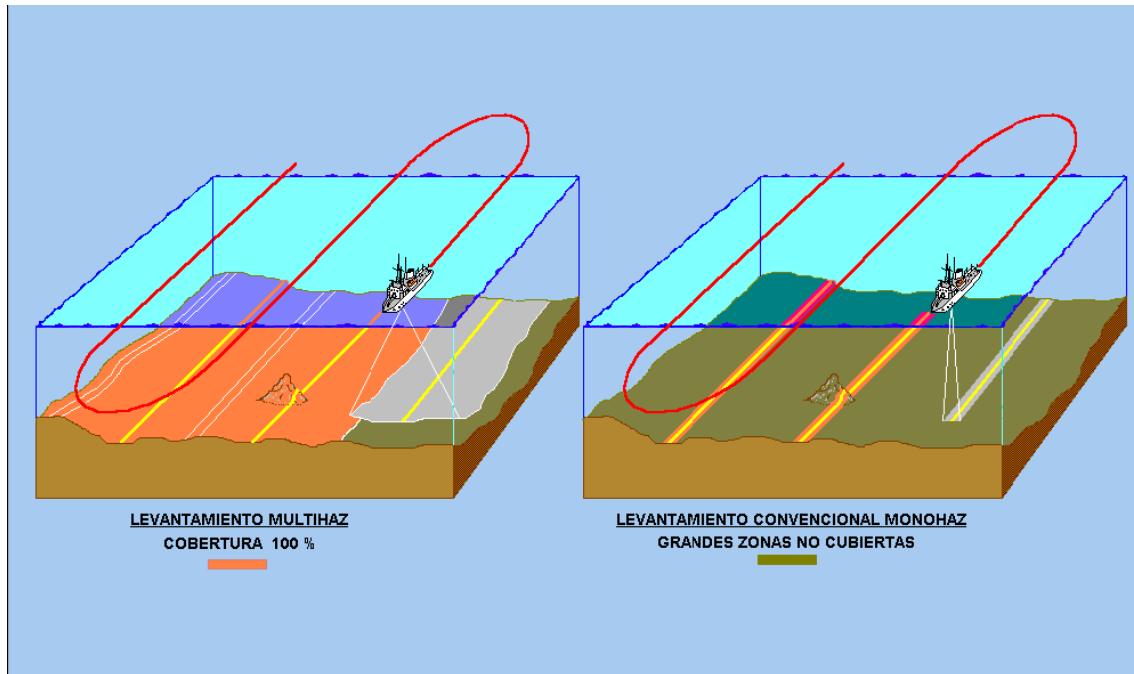


Figura 12. Procedimiento de adquisición de datos con la ecosonda multihaz. La línea roja indica la derrota del barco. Las líneas amarillas indican la proyección del haz central. El área gris muestra la cobertura y el solape con el área previamente prospectada (naranja).

El BIO Hespérides dispone de la ecosonda multihaz KONGSBERG SIMRAD EM 120 (Fig. 13) con capacidad oceánica que opera a una frecuencia de emisión de 13 kHz y está diseñada para operar en aguas de hasta 11.000 metros de profundidad. Presenta un rango de cobertura aproximada de 3.5 veces la profundidad del agua y una resolución vertical entre 10 y 40 cm y una resolución horizontal de entre 0.5 y 1% de la profundidad del agua. La EM-120 es un sistema completo que incluye desde los transductores situados en la barquilla hasta el procesado final de los datos y su impresión final. El control de la longitud del pulso permite mantener una resolución adecuada a la profundidad existente



Figura 13. Puesto de adquisición y control de la ecosonda KONGSBERG SIMRAD EM 120 en el laboratorio de proa del BIO Hespérides durante la campaña CARIBENORTE (2009).

4.3 Gravimetría

4.3.1 Fundamentos:

El método gravimétrico estudia la distribución de densidades en el interior de la Tierra a partir de la observación de las anomalías que generan en la aceleración de la gravedad “g”. Para ello, se basa en la directa relación entre ambos parámetros (densidad y aceleración de la gravedad).

La Ley de la Gravitación Universal establece:

$$F = \frac{GMm}{R^2} \vec{r} \quad [1]$$

siendo: F, la fuerza de atracción entre dos masas,

M, la masa de la Tierra y m cualquier masa sobre su superficie,

R, la distancia entre ambas y

G, la Constante de Gravitación Universal ($=6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2$).

Por otra parte, la segunda Ley de Newton dice:

$$\vec{F} = m \cdot \vec{g} \quad [2]$$

de modo que, igualando ambas expresiones y sustituyendo M por $V\rho$, siendo V el volumen y ρ la densidad, se llega a:

$$\vec{g} = G \frac{V\rho}{R^2} \vec{r} \quad [3]$$

donde se observa una relación directa entre g y ρ .

El Geodetic Reference System de 1967 (GRS 1967) define la gravedad teórica (g_θ), en cualquier latitud (θ) de la superficie del elipsoide que configura la forma teórica de la Tierra, suponiendo así mismo un modelo teórico con distribución creciente de densidad hacia el interior de la Tierra:

$$g_\theta = 978031.846(1 + 0.005278895 \sin^2 \theta + 0.000023462 \sin^4 \theta) \text{ mGal} \quad [4]$$

Cualquier variación de la g leída sobre la g_θ teórica calculada, será anómala (anomalía gravimétrica) y se deberá a distribuciones de densidad diferentes respecto de las establecidas por el modelo teórico. El análisis de las anomalías de la gravedad, por tanto, es lo que permite determinar la distribución de densidades en el subsuelo y deducir la configuración geológica. La necesaria homogeneización de los valores de g y g_θ , lleva consigo una serie de correcciones: calibración y deriva instrumental, Eötvös y topografía para el valor leído, y Aire Libre y Bouguer para la g teórica.

Calibración y deriva instrumental del gravímetro: se trata de eliminar los efectos mecánicos que inciden en el funcionamiento de los aparatos de medida, basándose en la repetición de las lecturas en un mismo punto, con determinados intervalos de tiempo. La variación asumida entre los valores de lectura es de tipo lineal. El rango de variación en el gravímetro marino es muy pequeño por tratarse de un instrumento electromagnético ($\pm 0.1 \text{ mGal}$).

Corrección de Eötvös: elimina el efecto producido al obtener las lecturas desde una plataforma móvil. La velocidad y rumbo del vehículo se combinan con la rotación terrestre pudiendo generar en g desviaciones de varias decenas de mGal. La relación utilizada para corregir este efecto es la propuesta por Eötvös:

$$C.Eötvös = 7.508V\cos\varnothing \operatorname{sen}\alpha + 0.0416V^2 \text{ mGal} \quad [5]$$

siendo: V, la velocidad del vehículo en nudos,

\varnothing , la latitud y

α , el azimut en grados del desplazamiento del vehículo.

Es evidente la necesidad de realizar esta corrección en lecturas efectuadas desde un barco.

Corrección de Aire Libre: traslada el valor de la gravedad teórica (g_0), calculada sobre el elipsoide de referencia, a la cota real de lectura. Si el gradiente teórico del campo gravitatorio terrestre se estima en 0.3086 mGal/m, la corrección a aplicar vendrá definida por:

$$C.A.L. = 0.3086 \cdot Z \quad [6]$$

siendo Z la cota del punto en que se realiza la lectura. En el mar, esta corrección es nula al considerar que se mide sobre el elipsoide (nivel medio del mar) y teniendo en cuenta las precisiones con que se trabaja.

Corrección de Bouguer: calcula el efecto que produce sobre la gravedad la lámina de material comprendido entre la cota del punto en que estamos midiendo y el nivel del mar. En prospección terrestre se utiliza una densidad media de 2.67 g/cm³, mientras que en prospección marina el valor a tener en cuenta es el de la densidad del agua del mar (1.03 g/cm³), luego 1.64 g/cm³. Este efecto, sobre la unidad de masa de una capa infinita de altura Z es:

$$C.B. = 2\pi G\rho Z \quad [7]$$

siendo: G, la constante de Gravitación Universal ($= 6.67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{s}^2$) y

ρ , la densidad de reducción.

Corrección topográfica: se realiza para tener en cuenta el efecto causado por las variaciones de relieve que existe alrededor de los puntos de medida. Los altos topográficos ejercen una atracción gravitatoria hacia arriba, de modo que la g observada es menor, y por lo tanto se debe sumar la cantidad correspondiente a este efecto. Los bajos topográficos, durante la aplicación de la corrección de lámina de Bouguer, han sido ficticiamente “rellenados” y, como consecuencia, ejercen una atracción gravitatoria hacia abajo, efecto que se restaría a la corrección de Bouguer, la cual es negativa, de modo que se sumará el valor de corrección topográfica a la g observada tanto en los altos como en los bajos.

En el mar, las variaciones morfológicas de los fondos oceánicos hacen que masas de agua ocupen de forma irregular volúmenes entre masas de rocas con densidad mucho más alta. Este efecto es especialmente relevante cuando se trabaja en áreas con grandes variaciones batimétricas. La corrección del efecto producido por la lámina de agua y por las irregularidades del fondo oceánico están descritas por Nettleton (1976); el resultado de aplicar estas correcciones lo denomina anomalía de Bouguer, si bien estas correcciones no son exactamente iguales a las aplicadas en la tierra. Debe tenerse en cuenta que la lámina de agua se sitúa por debajo del nivel de referencia, así como que el efecto de las irregularidades del fondo de dicha lámina se computa en la superficie del mar, no en los puntos del fondo oceánico respecto de los cuales se realiza la corrección, y puede ser positivo o negativo.

Anomalías gravimétricas: según sean las correcciones aplicadas, se calculan diferentes tipos de anomalías: La anomalía gravimétrica de Aire Libre conlleva la aplicación de la corrección de Aire Libre (Fig. 14 B) y, en caso de obtener las lecturas gravimétricas sobre una plataforma móvil, como es un barco, también se aplica la corrección de Eötvös:

$$A.A.L. = g_{leída} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L.) \quad [8]$$

siendo: A.A.L., la Anomalía de Aire Libre,

C.E., la corrección de Eötvös y

C.A.L., la corrección de Aire Libre.

La anomalía gravimétrica que incorpora las correcciones aplicadas para el cálculo de la anomalía de Aire Libre, más la corrección de lámina de Bouguer es la denominada anomalía de Bouguer (Fig. 14 C):

$$A.B. = g_{leída} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L. + C.B.) \quad [9]$$

siendo: A.B., la Anomalía de Bouguer y

C.B., la corrección de lámina de Bouguer.

La anomalía de Bouguer refleja el contraste de densidad de las masas anómalas con respecto a las densidades medias normales (para la corteza normal se considera una densidad media de 2.67 g/cm^3).

Si la anomalía de Bouguer incluye la corrección topográfica, se llama anomalía de Bouguer Completa (Fig. 14 C):

$$A.B.C. = g_{leída} + C.E. - (g_{teórica} - C.A.L. + C.B. + C.T.) \quad [10]$$

siendo: A.B.C., la Anomalía de Bouguer Completa y

C.T., la corrección topográfica.

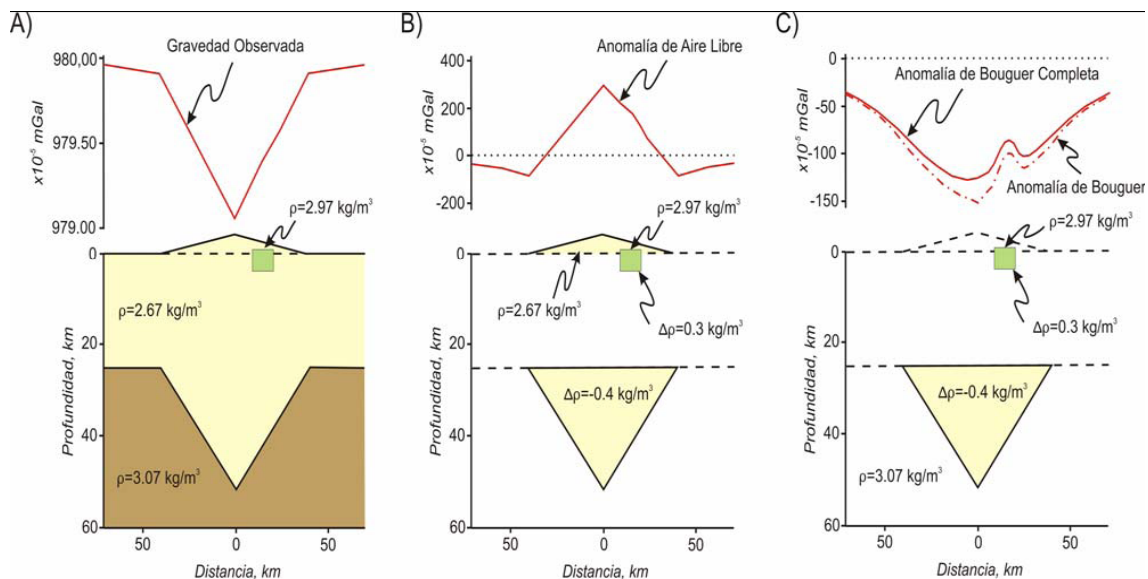


Figura14: A) Sección de corteza para describir las diferentes correcciones a la gravedad observada; la "montaña" es isostáticamente compensada por una raíz cortical. La masa de sección rectangular representa una variación de densidad de acuerdo con la geología de la corteza superior. B) La misma sección de corteza después de restar la gravedad teórica a la observada y de aplicar la corrección de aire libre. La anomalía de aire libre está fuertemente influenciada por el relieve; aunque la corrección de aire libre tiene en cuenta la variación en la cota de medida, no considera el efecto de la masa adicional del edificio topográfico. C) Anomalías de Bouguer y Bouguer Completa sobre la misma sección cortical; la anomalía de Bouguer refleja las masas anómalas, y en este caso incluye una componente negativa de gran longitud de onda causada por la raíz que compensa isostáticamente la topografía y una componente positiva de corta longitud de onda causada por el cuerpo de mayor densidad situado en la corteza superior. (Modificado de Blakely, 1995)

4.3.2 Enlace con las redes terrestres

Los gravímetros miden variaciones relativas de la componente vertical de la gravedad, por lo que es necesario escalar en un punto donde se conozca la gravedad absoluta. Por ello, antes de comenzar una campaña oceanográfica en la cual se va a realizar gravimetría marina, se establece una base en el muelle donde está atracado el barco. En esta base se van a realizar varias medidas a lo largo de un intervalo concreto de tiempo, y se comparan con las realizadas sobre una base de la red gravimétrica terrestre. Con esto se pretende tener un punto de enlace con las medidas tomadas por el gravímetro transportado en el barco, para poder calibrar todas las medidas que se efectúan a lo largo de la campaña.

El enlace con las redes terrestres se estableció sobre las bases gravimétricas con un gravímetro portátil Worden mod. Master, con una precisión de ± 0.1 mGal.

4.3.3 Instrumentación

El B.I.O. Hespérides está dotado de un gravímetro marino Bell Aerospace TEXTRON BGM-3 (Fig. 15). El sensor del sistema se encuentra montado en una plataforma giroestabilizada en el local de gravimetría, el cual se encuentra próximo al centro de gravedad del buque. El sistema está compuesto por estos elementos:

- Un sensor que consta de un “rack” con los dispositivos eléctricos de alimentación, de acondicionamiento de señal y baterías de emergencia. El sensor de gravedad genera un tren de pulsos, cuya frecuencia es proporcional a la gravedad en el rango del instrumento, y una señal de referencia para contarlos. Estos datos son introducidos en el ordenador en el cual son almacenados con una señal que indica el status de funcionamiento.

- Una plataforma estabilizada que tiene como función aislar el sensor de gravedad de los movimientos del buque, minimizando las posibles influencias de este movimiento y asegurando la alineación del sensor con la vertical. Consiste en una plataforma estabilizada en la cual va montada el subsistema sensor, así como la electrónica de control, estabilización y alimentación de la misma.

-El sistema de adquisición de datos está compuesto por un PC encargado del procesamiento de la señal, así como del almacenamiento y distribución por la red de estos datos.



Figura 15. Gravímetro marino Bell Aerospace TEXTRON BGM-3

4.3.4 Adquisición de datos

Durante la campaña de mar, el barco navega siguiendo una serie de derrotas, o líneas de navegación, denominadas “líneas normales”, en las cuales se obtiene una lectura gravimétrica cada 10 segundos (frecuencia de muestreo 0.1 Hz). También se realizan una serie de líneas transversales a las normales, denominadas “líneas de corte” y que sirven para comprobar los valores de gravedad en los puntos de cruce y estimar el error del levantamiento.

La información llega a la unidad central de tratamiento de datos a través de tres canales independientes:

- Gravímetro marino

- Instrumentos de navegación y posicionamiento

- Operador de guardia, que es el encargado de controlar el correcto funcionamiento del gravímetro, así como las variaciones de rumbo, velocidad o cualquier otra circunstancia que pueda afectar a la correcta toma de datos.

4.3.5 procesado de datos

Con la información así almacenada, se sigue un procedimiento con distintas etapas. Se aplicó el programa LANZADA (Carbó et al.,1998), diseñado para obtener las anomalías gravimétricas de cada línea. El programa compone un fichero para cada línea que incorpora los datos de lecturas del gravímetro, posición, rumbo, velocidad y profundidad, con esto calcula el rumbo y la velocidad reales y aplica las correspondientes correcciones, y por último el programa calcula las anomalías de Aire Libre y de Bouguer, referidas al GRS67.

Posteriormente las líneas de navegación así procesadas, se incluyen en una base de datos georeferenciada mediante el sistema OASISMontaj (Fig. 16)

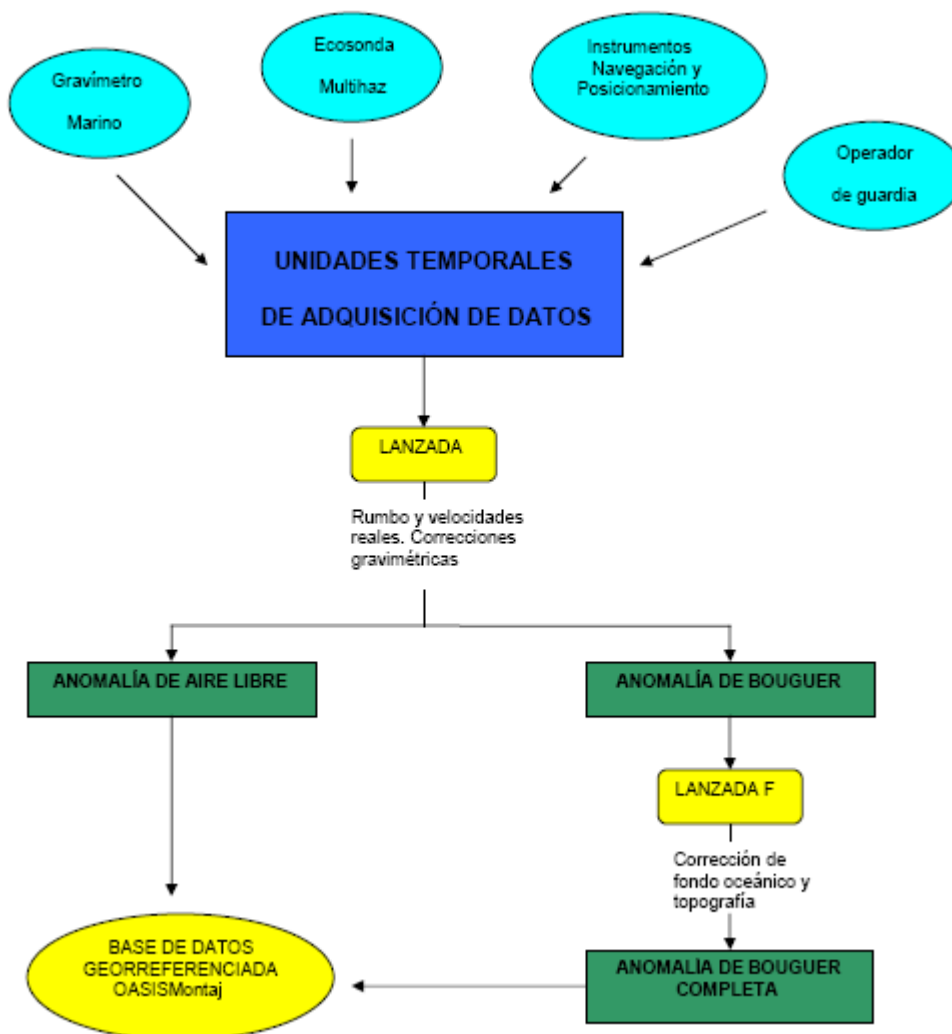


Figura 16. Procedimiento para la adquisición y procesado de datos gravimétricos

Durante la realización de la campaña y el procesado llevado a cabo posteriormente se comprobó como los datos de batimetría de la sonda monohaz, utilizada normalmente para el cálculo de la anomalía de bouguer presentaba saltos e irregularidades importantes. Dado que la anomalía de Bouguer depende directamente de la batimetría (ecuación 10) estos errores se transmiten directamente a la citada anomalía que es la que se utiliza para estudiar los contrastes de densidad en profundidad (Fig. 17).

Por este motivo se planteó la necesidad de utilizar los datos de batimetría de la sonda multihaz, mucho mas fiables y precisos, para recalcular las anomalías de Bouguer de la zona.

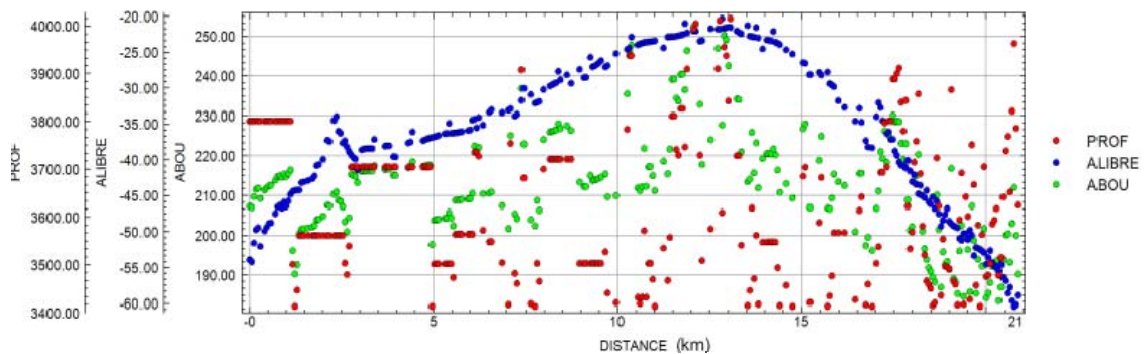


Figura 17. Ejemplo de un perfil con datos de batimetría de sonda monohaz obtenidos en la campaña.

5. TRABAJOS REALIZADOS

5.1 Cálculo de Anomalía de Bouguer con batimetría multihaz

Debido a los problemas mencionados con la sonda monohaz descritos en el apartado anterior, hubo que extraer el valor de batimetría multihaz para cada dato medido, y asignársela a la base de datos georreferenciada. Además, se realizó una limpieza de los puntos anómalos (“spikes”) hasta obtener unos perfiles de anomalía de Bouguer sin salto ni discontinuidades, y cuyo valor depende directamente de los contrastes de densidad por debajo de la lámina de agua. En la siguiente figura (Fig. 18) se muestra el resultado final de este proceso para la misma línea de la figura 17. Estos datos de anomalía de Bouguer son los que se han utilizado en el resto del trabajo para la realización de los mapas y del procesado en dominio de frecuencias.

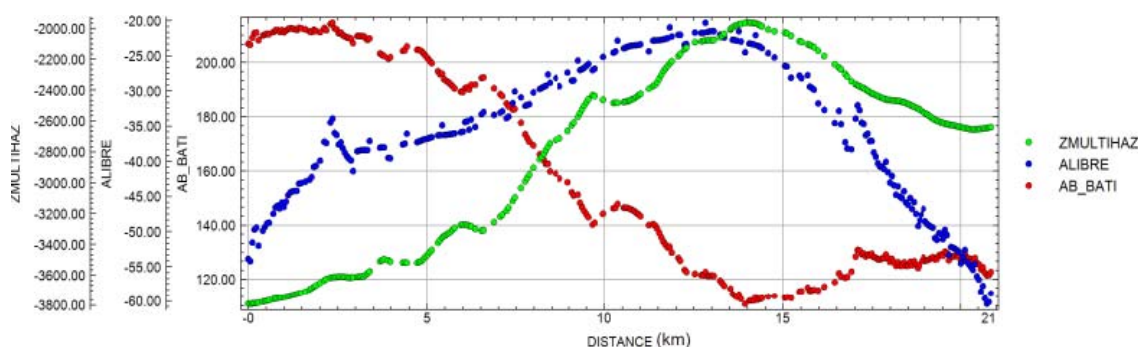


Figura 18. El mismo perfil de la Figura 17, con datos de batimetría de sonda multihaz y A.B.

5.2 Realización del mapa de anomalía de Bouguer

Para la realización del mapa de anomalías de Bouguer se interpolaron los datos de anomalía de Bouguer mediante el método Kriging utilizando variograma lineal, tomando un tamaño de malla de 5 Km, que ha sido la distancia más adecuada en función de la distancia entre las líneas de navegación seguidas durante la adquisición de los datos y a las características del área concreta de estudio. De este modo se obtuvo una malla regular para los valores de anomalía de Bouguer en el área de estudio que permite dibujar el mapa de anomalía de Bouguer para el área de estudio. Dadas las dimensiones del área, la proyección de la citada malla se realizó en Proyección Mercator con coordenadas geográficas, para evitar la distorsión generada

por la proyección cilíndrica UTM. Esta proyección se ha realizado con el paquete Generic Mapping Tools, GMT (Wessel y Smith, 1998).

5.3 Procesado en el dominio de frecuencias

En el estudio de métodos potenciales la longitud de onda de los valores del campo (anomalías) depende directamente de la distancia entre la fuente y el punto de medida. Por este motivo, para analizar la geometría y profundidad de las fuentes cuantitativamente, es necesario transformar la señal del dominio de las distancias (posición, valor de anomalía $A(x,y)$) al dominio de frecuencias (longitud de onda, amplitud - $A(f)$ - y fase - $\Phi(f)$ -). Esta operación, denominada Transformada de Fourier (Bendat y Pierlson, 1986), se aplica mediante un algoritmo denominado Transformada rápida de Fourier (o FFT, Welch, 1967). En este caso, y dado que se trabaja con datos potenciales se ha aplicado la TTF en 2D. Un aspecto interesante es que esta operación es reversible, de tal manera que la señal original se transforma al dominio de frecuencias, donde se puede operar matemáticamente con ella (filtrar longitudes de onda, calcular derivadas, etc...) y, posteriormente convertir la señal de nuevo al dominio espacial para ver los resultados en su posición geográfica. Este procesado se ha realizado con el GMT y con el software Oasis Montaj (Fig. 19).

El procesado realizado en este trabajo incluye la transformación de los datos para su representación espectral. Analizar el espectro, identificando los cambios de tendencia y los límites en las longitudes de onda para separar fuentes profundas y superficiales.

Una vez identificados los cambios de tendencia, se ha procedido a filtrar las anomalías de Bouguer de gran longitud de onda, relacionadas con grandes cambios de densidad en profundidad y las de corta longitud de onda, relacionadas con variaciones en la corteza superior.

Una manera alternativa de separar tendencias de gran longitud de onda (regionales) de las de corta (residuales) es realizar una prolongación analítica de la malla de anomalía de Bouguer (Blakely, 1995), obteniendo un mapa equivalente que contiene las longitudes de onda más largas, y restar este mapa al original, siendo la diferencia el mapa "residual".

Ambas aproximaciones se han realizado independientemente.

Otro aspecto de interés consiste en la identificación de discontinuidades corticales de primer orden con contraste de densidad, que permite ver límites geológicos importantes (incluyendo fallas, intrusiones ígneas, etc...) con o sin expresión superficial. Para detectar estos límites es posible hacerlo de varias maneras, pero una de las más utilizadas es mediante la realización de mapas de gradientes (derivadas) en diferentes orientaciones, que indican donde se produce el cambio de tendencia. Estos mapas de derivadas se pueden realizar al mapa de anomalías de Bouguer total o a los obtenidos de los filtrados

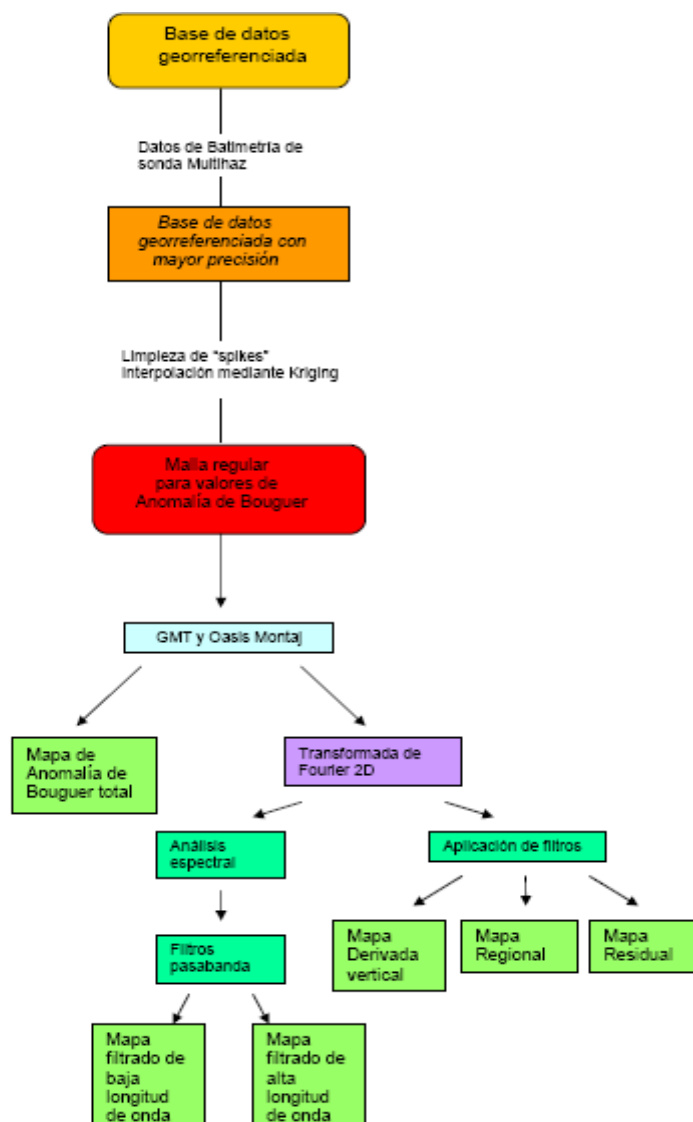


Figura 19 .Procedimiento para procesado de datos gravimétricos y resultados obtenidos.

6. RESULTADOS

6.1 Análisis del mapa de anomalía de Bouguer

El mapa de anomalía de Bouguer ha sido representado en la figura 21, con una escala de colores entre violeta-azul intenso (valores mínimos) y rojo (valores máximos). Los valores de anomalía de Bouguer varían entre aproximadamente 0 mGal en la zona del arco de islas y >300mGal en la zona de la Cuenca de Venezuela.

El rasgo fundamental de este mapa es una banda de alto gradiente (que supera los 3.7 mGal/Km) más o menos continua que divide el mapa en dos zonas con un alto contraste de anomalías de Bouguer. Esta banda tiene dirección E-W al S de Puerto Rico y se dispone ONO-ESE al S de la Española. Este gradiente marca el límite tectónico entre el arco de islas (corteza continental) y la Cuenca de Venezuela (corteza oceánica de la Placa Caribe). Este gradiente se atenúa hacia el oeste por la existencia de la dorsal asísmica de Beata (con valores menores que la cuenca de Venezuela y mayores que el arco de islas).

A ambos lados de la dorsal de Beata se observan anomalías más pequeñas en cuanto a longitud de onda, que corresponden a estructuras tectónicas más superficiales o intrusiones ígneas. Destacan en este sentido una serie de máximos y mínimos alargados N-S situados en el borde oriental de la dorsal asísmica de Beata.

Se aprecian otra serie de máximos y mínimos relativos a lo largo del cinturón deformado de Los Muertos que corresponden a estructuras de pliegues asociados a cabalgamientos (máximos), cuencas sedimentarias “piggy-back” (mínimos) y también a una serie de intrusiones ígneas de alta densidad (i.e. Isla Saona).

La región correspondiente a la Cuenca de Venezuela, muestra valores de anomalía de Bouguer muy estables que superan los 300 mGal. Esta corteza forma parte del *Plateau* oceánico generado en el punto caliente de las Galápagos durante el Jurásico, que en su desplazamiento hasta su posición actual ha sufrido un rápido y extenso emplazamiento de flujos basálticos y sills (Pindell & Dewey, 1982). Por tanto esta corteza está constituida por material de alta densidad y que, además, ha sido engrosada.

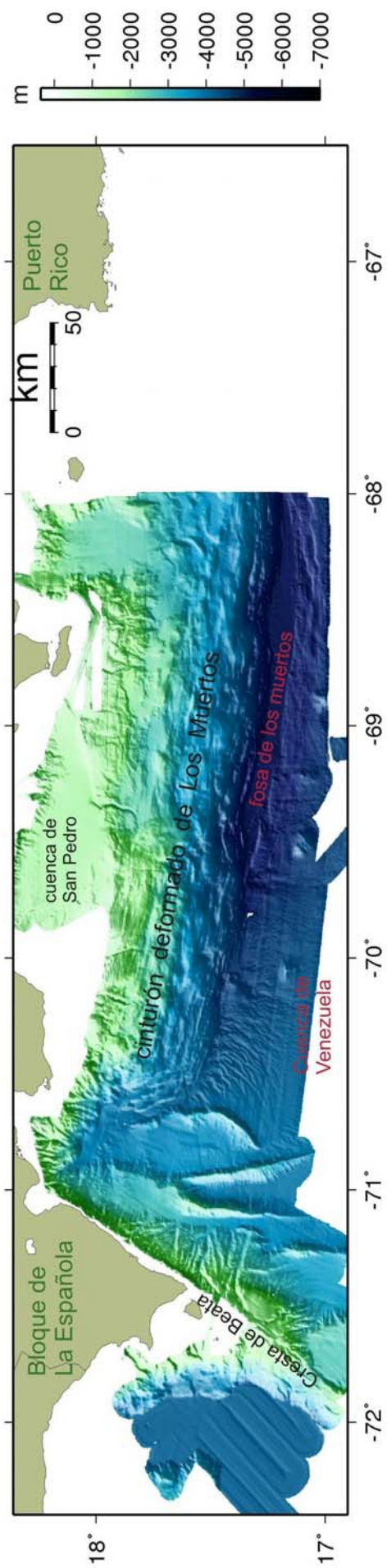


Figura 20. Mapa batimétrico realizado con los datos de la campaña CARIBENORTE (2009). El espaciado de la malla es de 200 m

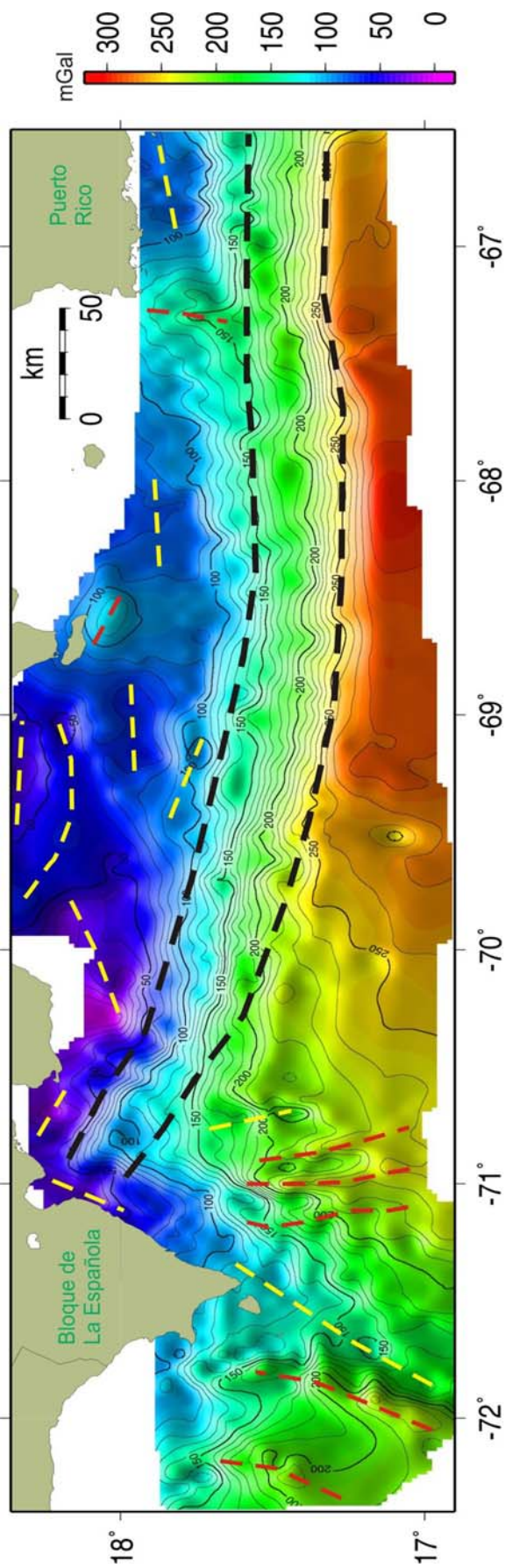


Figura 21. Mapa de anomalía de Bouguer. Los trazos discontinuos en color negro representan el límite de la zona de gradiente de la Anomalia. Los trazos rojos discontinuos representan valores máximos de anomalía, y los amarillos representan valores mínimos de anomalía. Ver texto para la explicación

6.2 Análisis del mapa de la primera derivada vertical

En el mapa de la primera derivada vertical (Fig. 22) se marcan las zonas con fuertes variaciones en anomalía de Bouguer, acentuándose las anomalías de corta longitud de onda. De este modo el mapa muestra la posición de los principales cambios de densidades.

Los valores positivos, con colores rojos, verdes y amarillos, nos indican gradientes verticales positivos (subida de anomalía), y los colores azules y morados nos indican gradientes negativos (bajadas de anomalía).

El rasgo fundamental de este mapa es la presencia de un gran máximo con dirección E-W (al S de Puerto Rico) y anchura superior a los 20 km, que va tomando dirección N hacia el S de La Española. Este gradiente desaparece en su contacto con la dorsal de Beata, y limita la Cuenca de Venezuela al S con el cinturón deformado de Los Muertos al N.

En los límites de la Cresta de Beata se aprecian bandas de gradientes positivas que señalan la presencia de intrusiones ígneas. El cuerpo principal de la dorsal de Beata queda definido por una serie de zona de mínimos orientados NE-O.

En el cinturón deformado de Los Muertos se observan muchos máximos y mínimos de corta longitud de onda que marcan las variaciones asociadas a la presencia de cabalgamientos y pequeñas cuencas, así como a los límites laterales entre ellos (zonas de transferencia). Esto contrasta con la homogeneidad de los valores de gradiente vertical en la Cuenca de Venezuela, lo que implica pocas variaciones de densidad y/o espesor en la misma en esta zona.

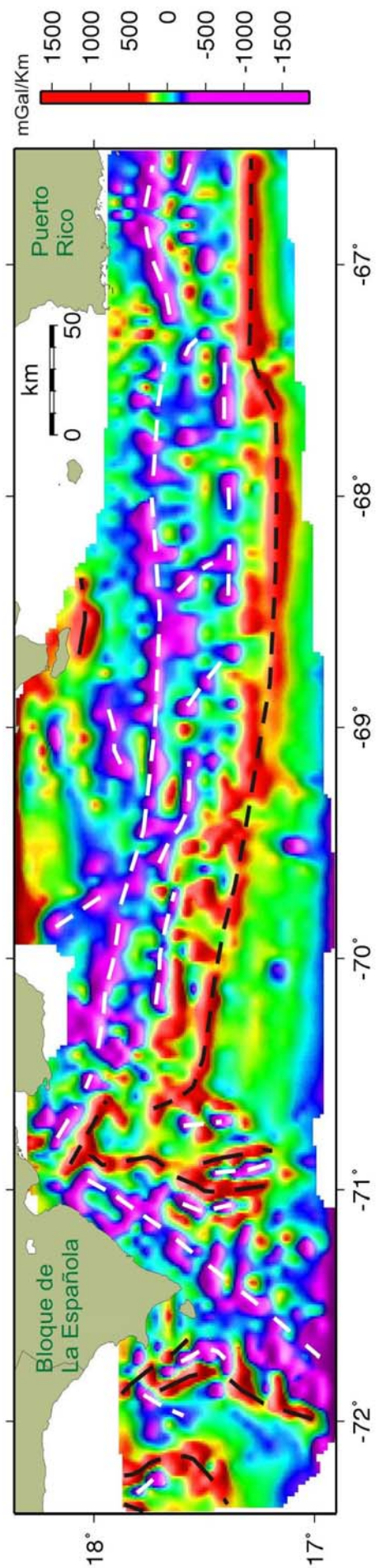


Figura 22. Mapa de la primera derivada vertical, en el que con trazo discontinuo de color negro están representados los principales gradientes positivos y con trazo discontinuo blanco los principales gradientes negativos. Ver texto para la explicación

6.3 Análisis de los mapas filtrados

Los resultados del análisis espectral se muestran en la figura 23. En ella se aprecian una serie de picos periódicos con elevada dispersión en el cálculo que son un efecto negativo del procesado (denominado “aliasing”), debido a las características de la malla. Además de estos picos se observa un máximo de señal por debajo de los 60 km, y valores elevados en longitudes de onda mayores (> 200 km).

Teniendo en cuenta estos datos, el límite de filtrado de los mapas se ha establecido en 60 Km de longitud de onda (Fig. 23). De este modo las anomalías inferiores a esta longitud de onda estarían asociadas a estructuras pequeñas y/o superficiales (probablemente inferiores a 15-20 Km de profundidad). Por el contrario las anomalías de larga longitud de onda (> 60 Km) estarían generadas por cuerpos geológicos grandes y/o profundos ($> 15-20$ Km).

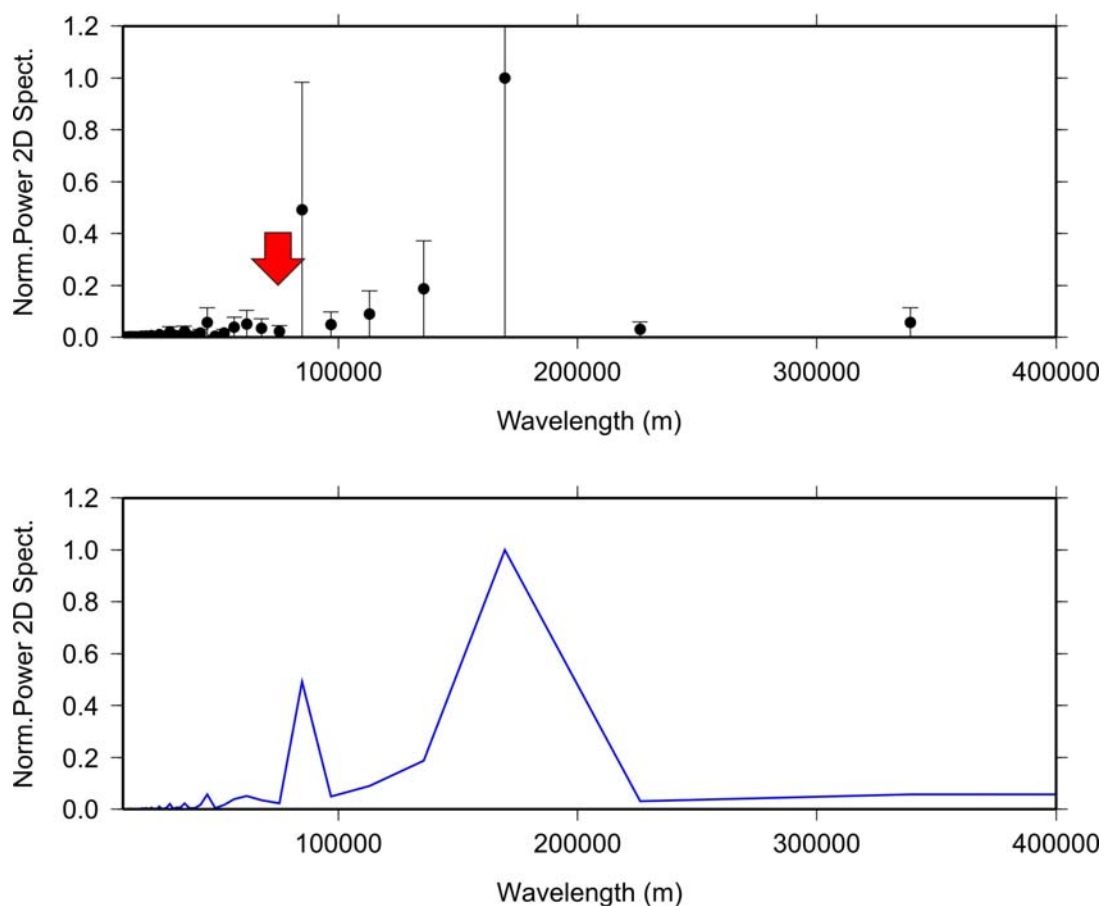


Figura 23. Representación espectral de la Energía normalizada frente a la longitud de onda para el mapa de anomalía de Bouguer de la zona. Arriba se muestran las barras de dispersión en el cálculo y abajo la línea promedio del mismo. La flecha roja marca el límite (60 km) entre las longitudes largas y las cortas.

Mapa de alta longitud de onda (>60 km):

Este mapa muestra tres anomalías principales (Fig. 24): a) una zona de máximos asociada a la corteza oceánica de la Cuenca de Venezuela, y cuyos valores máximos se sitúan en las proximidades de la zona de transición entre la corteza continental y la corteza oceánica. Los mínimos relativos corresponden a: b) al cinturón deformado de Los Muertos y c) a la Cresta de Beata. Una observación interesante es la existencia de máximos tanto al sur de Haití como en la isla de Saona, que corresponden necesariamente a cuerpos de alta densidad enraizados (probablemente de origen ígneo).

Mapa de baja longitud de onda (<60 km):

El mapa muestra muy bien las estructuras ígneas existentes a ambos lados de la Cresta de Beata, con dirección NNE-SSO. De este modo, aunque el cuerpo principal de la Cresta de Beata tiene una orientación NE-SO, sus límites superficiales están más norteados (Fig. 25)

El mapa también muestra un mínimo elongado asociado a la posición del surco de Los Muertos, que marca la presencia de los sedimentos en el frente del cinturón deformado de Los Muertos. Los mínimos dentro del cinturón deformado deben corresponderse con mayores espesores de sedimentos recientes (pequeñas cuencas “piggy-back”). Los ejes de máximos se corresponderían con las principales estructuras antiformales asociadas a cabalgamientos que limitarían dichas cuencas.

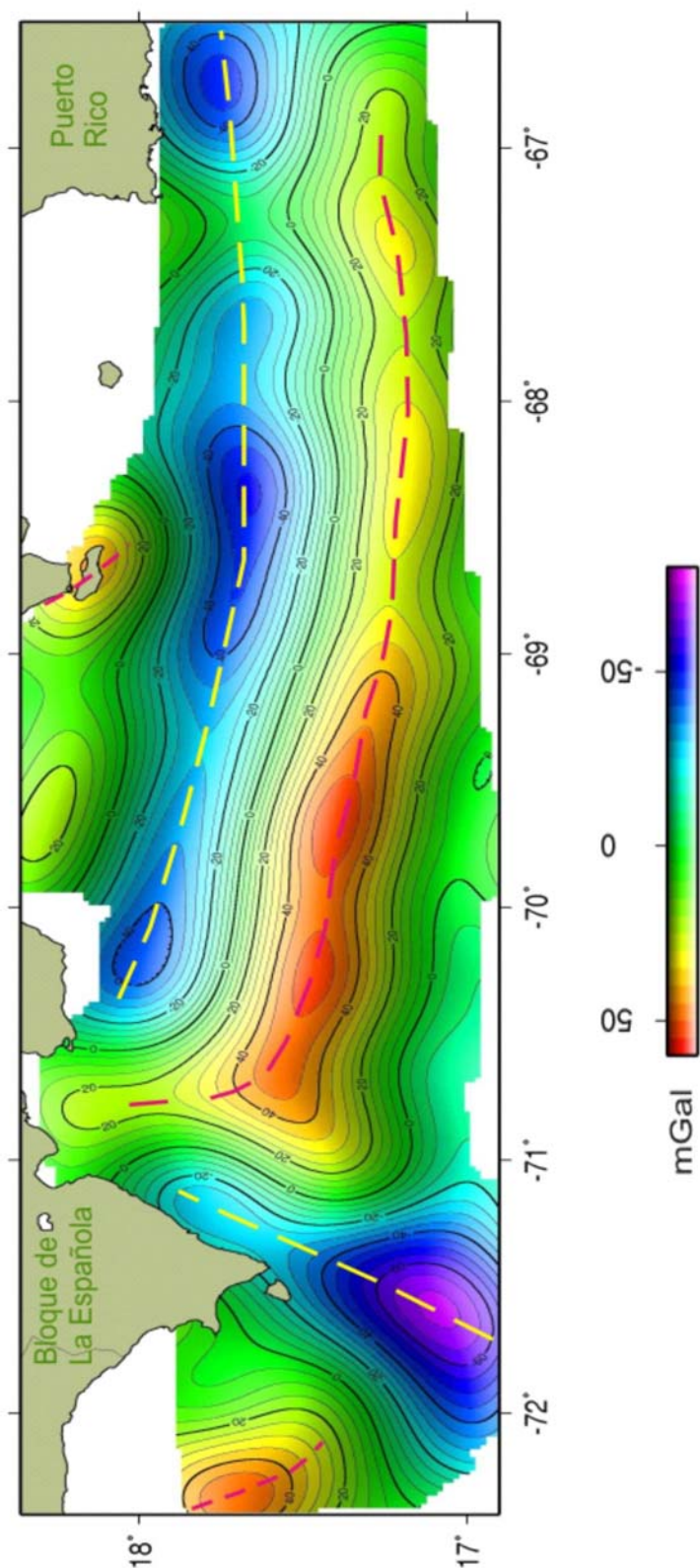


Figura 24. Mapa filtrado de A.B. de alta longitud de onda (60 Km). Con trazo discontinuo magenta están representados los máximos de los valores de anomalía, y con trazo amarillo discontinuo los mínimos de valores de anomalía. Ver texto para la explicación.

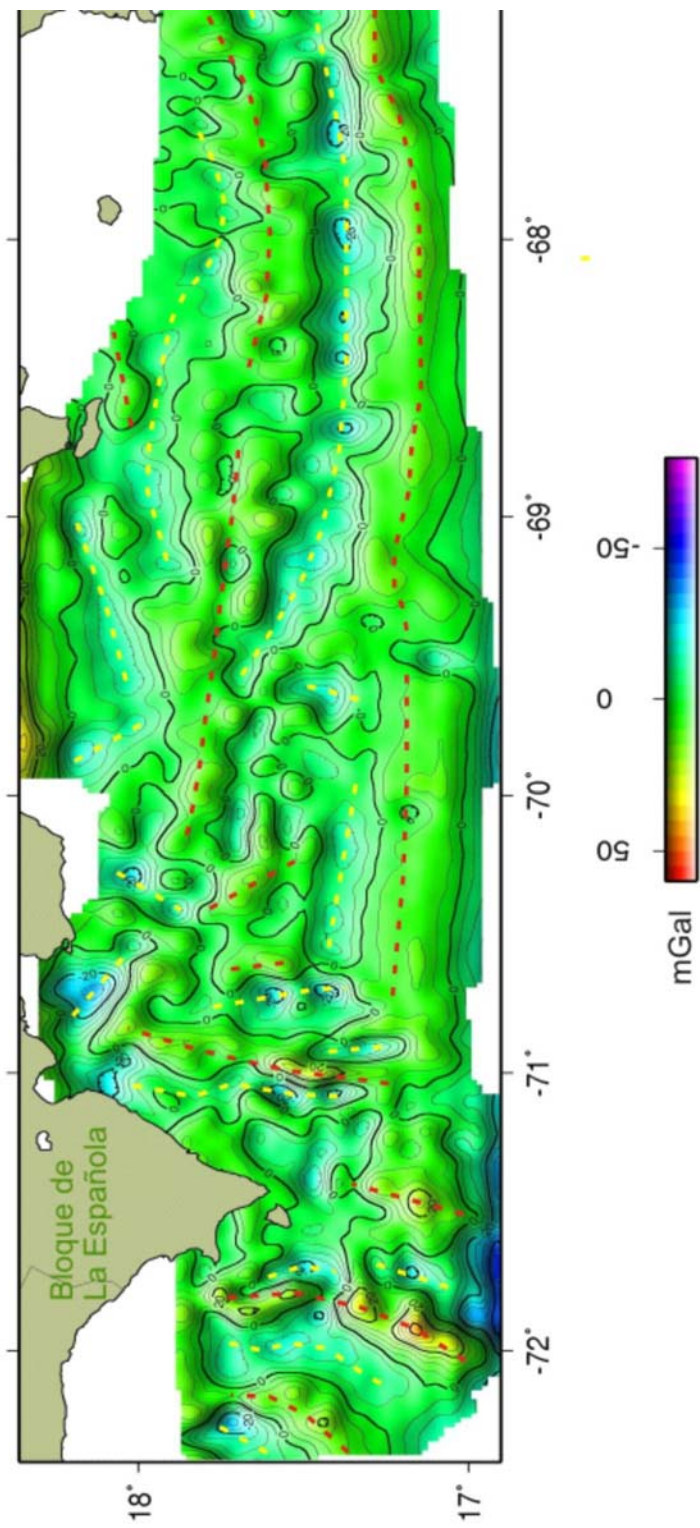


Figura 25. Mapa filtrado de A.B. de baja longitud de onda (60Km). Con línea roja discontinua están representados los máximos de anomalías, correspondientes a estructuras ígneas. Y con línea discontinua amarilla quedan representados los mínimos de anomalías. Ver texto para la explicación.

6.4 Análisis de los mapas Regional y Residual obtenidos mediante prolongación analítica

La prolongación analítica hacia arriba (Blakely, 1995) del mapa de anomalía de Bouguer se ha hecho a 15 Km. El mapa muestra unos resultados similares al mapa de alta longitud de onda descrita anteriormente, pero se aprecian menos rotaciones en los límites de la malla. De este modo utilizando este mapa se evitan posibles distorsiones que aparecen en los filtrados digitales en 2D cuando la malla es elongada y de límites irregulares. La interpretación es similar al mapa de alta longitud de onda (>60 Km), si bien marca mejor los límites de la dorsal de Beata y la geometría del extremo NO de la Cuenca de Venezuela, entre la dorsal de Beata y el final occidental del cinturón deformado de los Muertos (al S de la Bahía de Socoa) (Fig. 26).

El Mapa de anomalías residuales se ha obtenido sustrayendo el mapa prolongado hacia arriba del mapa de anomalía de Bouguer. Este mapa muestra unas características similares al de corta longitud de onda, con la ventaja de que las anomalías resultantes en los bordes presentan una posición en planta más fiable. Entre estas anomalías mejor definidas estarían el máximo de Isla Saona, las pequeñas cuencas marcadas por mínimos relativos dentro del cinturón deformado de Los Muertos, y la zona de mínimos en la Cuenca de San Pedro (Fig. 27).

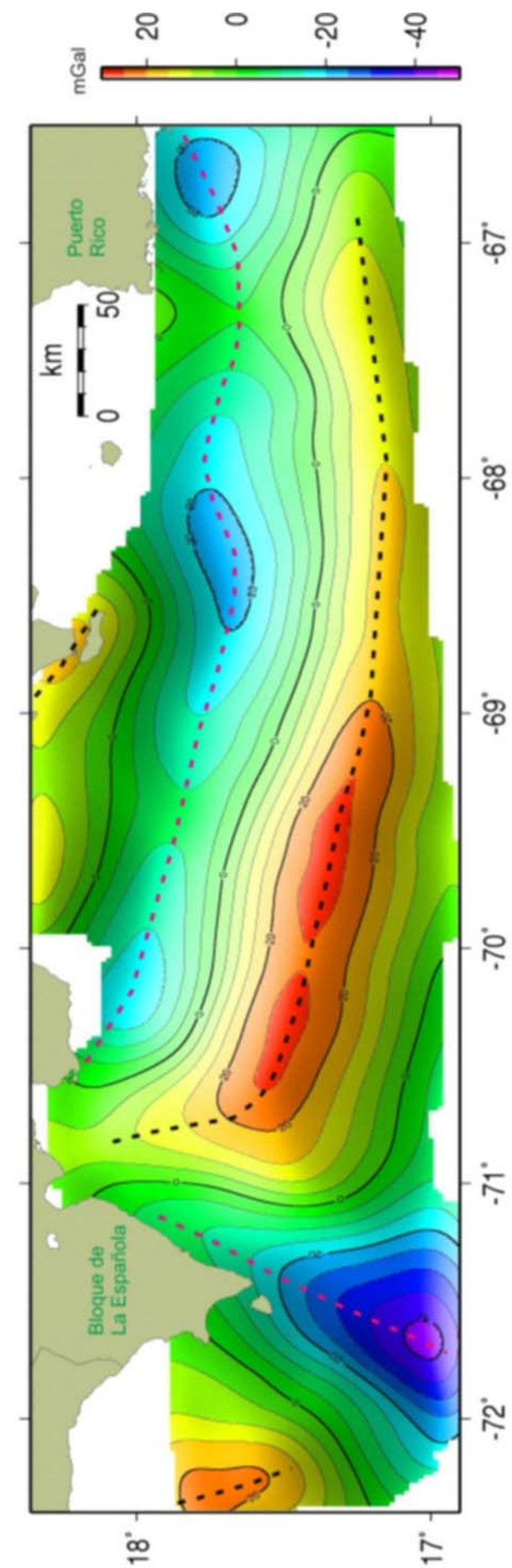


Figura 26. Mapa regional de A.B. obtenido mediante la prolongación analítica hacia arriba, a 15 Km. Los trazos discontinuos negros corresponden a los principales ejes de valores positivos de anomalía, y los rojos corresponden a valores negativos de anomalía. Ver texto para la explicación.

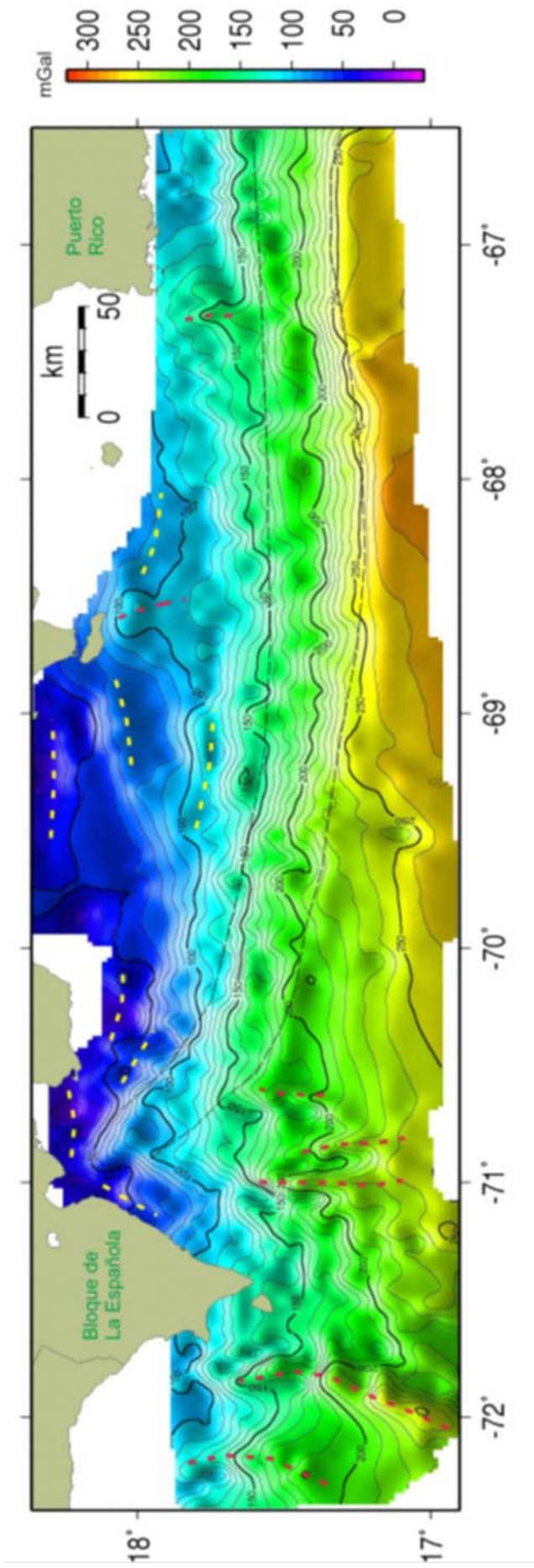


Figura 27. Mapa Residual de A.B. obtenido mediante la sustracción del mapa de la Figura 26 del mapa de A.B. (Fig.21). El trazo negro discontinuo corresponde al gradiente de anomalía de Bouguer, en rojo discontinuo se representan los máximos valores de anomalía, y en amarillo los valores mínimos de anomalía.

7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El procesado de los datos gravimétricos marinos de las campañas CARIBE NORTE (2009), GEOPRICO-DO (2005) y PRICO (1997) en el dominio de frecuencias nos ha permitido realizar un análisis gravimétrico de la zona de estudio a partir de la interpretación de diferentes mapas de anomalías gravimétricas.

La zona se caracteriza por presentar diversos dominios con características gravimétricas diferentes, y la correlación de estos mapas con la batimetría y con otras fuentes de información geológica y/o geofísica como son los sondeos DSDP (Deep Sea Drilling Project), perfiles sísmicos de reflexión y cartografía geológica en Tierra (Edgar et al., 1973; Ladd et al., 1977; ten Brink et al., 2004; Mann et al., 2005; Hernaiz Huerta, 2006; Granja, 2009), permite una interpretación de las mismas. De este modo se destacan los siguientes rasgos:

- Una zona de valores de anomalía de Bouguer positiva (>250 mGal) y muy estable que se correspondería con la corteza oceánica engrosada de la Cuenca de Venezuela (Placa caribe).

- Un eje de mínimos gravimétricos de anomalía de Bouguer E-O (<100) que indicaría la corteza continental engrosada correspondiente al cinturón de arco-isla de archipiélago de las Antillas Mayores (Puerto Rico- La Española).

- Una zona de fuerte gradiente (> 3.7 mGal / km) que define el límite tectónico de primer orden entre la Placa caribe y el cinturón de arco-islas de las Antillas Mayores.

La presencia de este límite se atenúa hacia el E (S de La Española y Haití) debido a la presencia de la dorsal asísmica de Beata. Esta dorsal presenta valores mínimos de anomalía de Bouguer, que implican un engrosamiento cortical importante.

Existen en los límites de esta dorsal de Beata una serie de anomalías positivas y negativas asociadas a crestas morfológicas que deben corresponderse con intrusiones ígneas de orientación nortada.

- La zona de transición entre la Cuenca de Venezuela y el cinturón de arco islas se caracteriza por presentar un carácter heterogéneo desde el punto de vista

gravimétrico, con numerosos máximos y mínimos de corta longitud de onda y extensión lateral limitada. Este conjunto de anomalías se localiza bajo el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Los Muertos, y existe una buena correspondencia de los máximos con las principales estructuras antiformales y de los mínimos con pequeñas cuencas de tipo Piggy-back (Granja et al., 2009).

8. BIBLIOGRAFÍA

-Bendat, J.S. y Pierlson, A.G.,1986: "*Random data*". 2nd revised ed., John Wiley & Sons.

-Blakely, R. J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambrid. Univ. Press. 4418pp.

-Burke, K., Fox, P.J., Sengor, M.C., 1978. Buoyant Ocean Floor and the Evolución of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, Vol: 83, nºB8, 3949-3953 pp.

- Byrne, D. B., Suarez, G., McCann, W. R., 1985. Muertos Trough subduction, microplate tectonics in the northern Caribbean?. *Nature*, 317: 420-421.

-Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lepinay, B., Mann, P., Mattioli, G., Jansma, P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, Vol: 29, Nº 18.

-DeMets, C., Jansma, P., Mattioli, G., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophysical Research Letters*, Vol: 27, Nº3, 437-440pp.

-Diebold, J. B., Driscoll, N. W., EW-9501 Team, 1999. New insights on the formation of the Caribbean basalt province revealed by multichannel seismic images of volcanic structures in the Venezuelan Basin, en: Hsü, K. J., (Series Ed.). *Sedimentary Basins of the World*, 4. Caribbean Basins. Mann, P. (Ed.), *Elsevier Science*, N. Y. 561-589.

-Dillon, W.P., Sacanlon, K. M., Edgar, N. T., Coleman, D. F., 1996. *A review of the tectonic problems of the strike-slip northern boundary of the Caribbean plate and examination by GLORIA*. *Geology of United States Seafloor: The view from GLORIA*. Eds: Gardner J. V., Field M. E., Twichewll. D. C., 135-164pp.

-Dolan, J. F., Mullins, H. T., Wald, D. J., 1998. Active tectonics of north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs. Special Paper, *Geological Society of America*, Vol: 326, 1-62pp.

- Edgar, N. T., Ewing, J. I., Hennion, J., 1971. Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55, 833-870.
- Edgar, N. T., Saunders, J. B. y otros, 1973. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, D. C., U.S. *Government Printing Office*, 15: 17-471.
- Granja Bruña, J. L., Carbó-Gorosabel, A., Muñoz-Martín, A., Llanes Estrada, P., 2008. Gravity maps in the Northeastern Caribbean Plate Boundary Zone. 2008. Transactions of the 18th Caribbean Geological Conference, page: 27. Santo Domingo, Dominican Republic.
- Granja Bruña, J. L., ten Brink, U. S., Carbó-Gorosabel, A., Muñoz-Martín, A., Gómez Ballesteros, M., Morphotectonics of the central Muertos thrust belt and Muertos Trough (northeastern Caribbean). *Mar. Geol.*, 2009a, doi:10.1016/j.margeo.2009.03.010. ISSN 0025-3227.
- Granja Bruña J.L; A. Carbo-Gorosabel; A. Munoz Martin; U. S. ten Brink; M. Llanes Estrada; D. Cordoba Barba; J. M. Davila; M. Catalan 2009b Is there Subduction in the Muertos Trough (NE Caribbean): Insights from gravity *American Geophysical Union Fall Meeting 2009*, 2009. T53A-1561.
- Granja Bruña J.L , 2009. *Geodinámica del borde sur de las Antillas mayores orientales*. Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid, 300 pp.
- Hernaiz Huerta, P. P. 2006. *La estructura del sector meridional de la República Dominicana: Una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 287p.
- Jansma, Pamela E., Mattioli, Glen S., Lopez, Alberto., DeMets, Charles., Dixon, Timothy H., Mann, Paul., Calais, Eric., 2000. Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy. *Tectonics*, Vol: 19, nº 6, 1021-1037pp.
- Jones E.J.W., 1999, "*Marine Geophysics*", John Wiley, New York, 466pp.
- Ladd, W. J., Worzel, J. L., Watkins, J. S., 1977. Multifold seismic reflections records from the northern Venezuela basin and the north slope of Muertos trench. *Marine Science Institute*. University of Texas, 41-56.

-López Venegas, A.M., ten Brink, U.S., and Geist, E.L., Submarine landslide as the source for the October 11, 1918 Mona Passage tsunami: Observations and modeling, *Marine Geology*, v. 254, pp. 35-46, 2008.

-Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambrid. Univ. Press. 354pp.

-Mann, P., 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En Hsü, K. J., (Series Ed.). *Sedimentary Basins of the World*, 4. Caribbean Basins. Mann, P. (Ed.), *Elsevier Science*, N. Y. 4: 3-31.

-Mann, P., Calais, E., Ruegg, J-C., DeMets, C., Jansma, P. E., 2002. Oblique collision in the north-eastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 2(6): 1057, doi:10.1029/2001TC0011304.

-Mann, P., Hippolyte, J-C., Grindlay, N., Abrams, L. J., 2005. Neotectonics of southern Puerto Rico and offshore margin, in Mann, P. (Ed.), *Active tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and offshore areas. Geol. Soc. Am., Special Paper*, 385: 173-214.

-Mauffret, A., Leroy, S., 1997. *Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. Tectonophysics*, 283(1-4): 61-104.

-Pindell, J. L. Dewey, J. F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*. 2, 179-211.

-Pindell, J. L., Kennan, L., Stanek, K. P., Maresch, W. V., Draper, G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4(1-2) 303-341.

-Talwani, Manik., Sutton, George H., Worzel, J. Lamar., 1959. A crustal section across the Puerto Rico Trench. *Journal of Geophysical Research*, Vol: 64, nº10, 1545-1555pp.

-ten Brink, U., Danforth, W., Polloni, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith, S., Parker, E., Uozumi, T., 2004. New sea floor reveals the structure of the Puerto Rico Trench and helps assess earthquake and tsunami hazards in the Northeast Caribbean. *Eos, Trans. Amer. Geophys. U.* Vol: 85(37). 349.

-Van Gestel, J-P., Mann, P., Grinlay, Nancy R., Dolan, James F., 1998. Structure and tectonics of the upper Cenozoic Puerto Rico-Virgin Islands carbonate platform as determined from seismic reflection studies. *Journal of Geophysical Research*, Vol: 103, n°B12, 30,505-30,530pp.

-Weber, J. C., Dixon, T. H., DeMets, C., Ambeh, W. Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Pérez, O., 2001. GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*. 29 (1): 75-78.

-Welch, P.D., 1967: "The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms". *IEEE Transactions on Audio and Electronics*, Vol. AU-15, N°2.

-Wessel, P. y Smith, W.H.F., 1998: "New, improved version of Generic Mapping Tools released". *Eos Trans. Amer. Geophys. U.*, Vol. 79 (47). 579.